

ECLOGAE GEOLOGICAE HELVETIAE

HERAUSGEGEBEN VON DER SCHWEIZ. GEOLOGISCHEN GESELLSCHAFT

PUBLIÉES PAR LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE SUISSE



Redaktor: W. NABHOLZ, Basel

Preis Fr. 15.—

VOL. 44 – N° 1 – 1951

1. J. WANNER und H.C.G. KNIPSCHER: Der Lias der Niefschlucht in Ost-Seran (Molukken). Mit 3 Tafeln (I–III) und 4 Textfiguren	1
2. RUDOLF STAUB: Über die Beziehungen zwischen Alpen und Apennin und die Gestaltung der alpinen Leitlinien Europas. Mit 2 Tafeln (IV und V)	29
3. WALTHER K. NABHOLZ: Beziehungen zwischen Fazies und Zeit. Mit 3 Textfiguren und 1 Tafel (VI)	131
4. FRANZ ALLEMANN, RUDOLF BLASER und PAUL NÄNNY: Neuere Untersuchungen in der Vorarlberger Flyschzone. Mit 7 Textfiguren und 1 Tabelle	159
5. THEODOR HÜGI et LÉON W. COLLET: Découverte d'un nouvel affleurement d'Autochtone sédimentaire sur le versant nord du Petersgrat. Avec 1 figure dans le texte	169
6. ARNOLD HEIM: On the Glaciation of South America as related to Tectonics, Observations 1939–1947. With 3 figures	171
7. ULRICH P. BÜCHI und GEORGE WELTI: Zur Geologie der südlichen mittelländischen Molasse der Ostschweiz zwischen Goldingertobel und Toggenburg. Mit 5 Textfiguren und 1 Tafel (VII)	183

Der alphabetische Autoren-Index für Vol. 44 findet sich am Schluß von Heft Nr. 2
L'index alphabétique du Vol. 44, par noms d'auteurs, se trouvera à la fin du fascicule N° 2

Eclogae geol. Helvetiae	Vol. 44	N° 1	Seiten 1–206 Tafeln I–VII	Basel, 15. September 1951
-------------------------	---------	------	------------------------------	---------------------------

Vorstand der Gesellschaft – Comité de la Société

im Vorstand
seit

LOUIS VONDERSCHMITT, Präsident - <i>président</i>	1944
EUGEN C. WEGMANN, Vizepräsident - <i>vice-président</i>	1943
ALFRED FALCONNIER, Sekretär - <i>secrétaire</i>	1949
WALTHER K. NABHOLZ, Redaktor der <i>Eclogae</i> - <i>rédacteur des Eclogae</i>	1947
FRANZ ROESLI, Kassier - <i>trésorier</i>	1947
ROLF F. RUTSCH, Beisitzer - <i>assesseur</i>	1947
ÉDOUARD PARÉJAS, Beisitzer - <i>assesseur</i>	1950

HANS SUTER, Archivar - *archiviste*

Zuschriften sind zu richten:

Für *Anmeldungen* zur Mitgliedschaft und für Mitteilungen, welche die *Schweiz. Geologische Gesellschaft im allgemeinen* betreffen, an:

Prof. Dr. L. VONDERSCHMITT, Bernoullianum, Basel

Für *Adreßänderungen* und Mitteilungen betreffs *Zusendung der Eclogae*, an:

Dr. F. ROESLI, Rigistraße 36, Luzern

Für alle Angelegenheiten, welche die *Redaktion der Eclogae* betreffen, an:

PD. Dr. W. NABHOLZ, Bernoullianum, Basel

Prière de s'adresser:

Pour les *inscriptions* et les affaires concernant la *Société Géologique Suisse en général*, à:

Pour les *changements d'adresse* et les affaires touchant *l'expédition des Eclogae*, à:

Pour les affaires touchant la rédaction des *Eclogae*, à:

Mitgliederbeiträge

In der Hauptversammlung vom 27. August 1950 wurde der Jahresbeitrag auf *Fr. 18.–* festgesetzt (wie bisher) und die Gebühr für lebenslängliche Mitgliedschaft auf *Fr. 400.–*. Einzahlungen und diesbezügliche Mitteilungen sind zu richten an den Kassier:

Dr. F. ROESLI, Rigistraße 36, Luzern

Postscheckkonto der Schweiz. Geol. Gesellschaft:
VIII 17174, Zürich

Cotisations

L'assemblée générale, dans sa séance du 27 août 1950, a fixé la cotisation annuelle à *fr. 18.–* et pour les membres à vie une cotisation unique de *fr. 400.–*. Prière de s'adresser pour les cotisations au caissier:

Aus den Statuten – Extrait des statuts

Art. 7. – Im Januar eines jeden Jahres erhalten die Mitglieder eine Aufforderung zur Einzahlung des von der Hauptversammlung festgesetzten Beitrages. Die Einzahlungen haben in Schweizer Währung zu geschehen. Nichtbezahlung des Jahresbeitrages hat Einstellung der Zusendung der *Eclogae* zur Folge.

Art. 8. – Die **lebenslängliche Mitgliedschaft** kann durch einmalige Bezahlung einer von der Hauptversammlung festgesetzten Summe erworben werden.

Art. 10. – Mitglieder, welche ohne Entschuldigung während zwei aufeinander folgenden Jahren ihre Jahresbeiträge nicht bezahlt haben, und diejenigen, welche einen Jahresbeitrag durch eigenhändige Unterschrift ausdrücklich verweigern, werden als ausgetreten betrachtet.

Statuten der Schweiz. Geol. Gesellschaft (S. G. G.):
siehe *Eclogae* Vol. 38 (1945), Seite 679.

Druckreglement für die *Eclogae*:
siehe *Eclogae* Vol. 38 (1945), Seite 693, und das Zirkular «Leitblatt für die Abfassung von Literaturhinweisen» vom März 1951.

Preise der Veröffentlichungen der S. G. G.:
siehe Index voluminum 31–40, Seite 40.

Mitgliederverzeichnis (auf 1. Januar 1950):
siehe *Eclogae* Vol. 42, Seite 619.

Art. 7. – En janvier de chaque année, les membres reçoivent une invitation à s'acquitter de la cotisation fixée par l'assemblée générale. Le paiement doit être fait en argent suisse. Le non-paiement de la cotisation annuelle entraîne la suspension de l'envoi des *Eclogae*.

Art. 8. – La qualité de **membre à vie** s'acquiert par le versement d'une somme unique fixée par l'assemblée générale.

Art. 10. – Les membres qui, sans donner d'explication, ne paient pas leur cotisation annuelle pendant deux ans consécutifs et ceux qui refusent expressément la carte de remboursement en y apposant leur signature sont considérés comme démissionnaires.

Statuts de la Soc. Géol. Suisse (S. G. S.):
voir *Eclogae* Vol. 38 (1945), page 679.

Règlement de l'impression des *Eclogae*:
voir *Eclogae* Vol. 38 (1945), page 685, et la circulaire «Directives pour la rédaction des références bibliographiques» du mars 1951.

Prix des publications de la S. G. S.:
voir Index voluminum 31–40, page 40.

Liste des membres (au 1^{er} janvier 1950):
voir *Eclogae* Vol. 42, page 619.

ECLOGAE GEOLOGICAE HELVETIAE

Für den Inhalt des Textes und der Illustrationen
sind die Autoren allein verantwortlich. *Redaktion*

Les auteurs seuls sont responsables des opinions
émises par eux. *Rédaction*

Der Lias der Niefschlucht in Ost-Seran (Molukken)¹⁾

Von J. Wanner und H. C. G. Knipscheer

Mit 4 Textfiguren und 3 Tafeln (I—III)

I. Einleitung

Der Fluss Nief hat kurz vor seinem Austritt in die Küstenebene eine schwierig und streckenweise nicht ohne Boot oder Floss begehbare Schlucht in das Gebirge eingeschnitten und hier eines der lehrreichsten Profile durch das Mesozoikum von Ost-Seran aufgeschlossen.

Das Niefgebiet ist schon im März 1902 von dem erstgenannten Verfasser der vorliegenden Abhandlung und dem Schweizer Geologen Dr. MAX MÜHLBERG begangen worden, jedoch konnten ihre im Auftrage der Königlichen Niederländischen Petroleum-Gesellschaft ausgeführten Aufnahmen und Beobachtungen nicht veröffentlicht werden. Nur ein paar kurze Bemerkungen finden sich bei WANNER (1907, S. 173—174), in denen schon auf den komplizierten, an alpine Verhältnisse erinnernden Bau des Niefgebietes hingewiesen wurde.

Erst 1919 erschien eine geologische Beschreibung des Niefgebietes von H. A. BROUWER und kurz darauf eine solche von L. RUTTEN (RUTTEN & HOTZ 1920, S. 20—25). BROUWER fand in der Niefschlucht eine Serie von Kalksteinen, Mergelkalken und Mergeln, die im allgemeinen mit 20—50° nach SW einfallen und in einem durchlaufenden Profil zumeist quer zum Streichen in einer Breite von ca. 2 km aufgeschlossen sind. Er bezeichnete diese Serie als Niefserie und stellte fest, dass der hangende, globigerinenreiche Teil derselben oberkretazisch ist. Im Nordosten, am Gebirgsrand, ist diese Serie nach BROUWER gegen Obertrias in Flyschfazies verworfen, im Südwesten von der gleichen Obertrias überschoben. Nach BROUWER tritt daher am Nief eine jüngermesozoische Serie unter der Obertrias als Fenster hervor. RUTTEN hingegen kam zu dem Ergebnis, dass die Niefserie, die er in eine liegende Kalksteinserie und eine hangende Mergelserie gliedert, mit dem „normalen“ Mesozoikum (Trias in Flyschfazies) ein stratigraphisch Ganzes bildet, dass also die Niefformation im Westen normal und konkordant von einer flyschartigen Sandstein-Tonschieferserie überlagert wird; er bezweifelte daher auch, dass am Nief ein tektonisches Fenster vorhanden sei. In seinem bekannten zusammenfassenden Werke über die Geologie von Niederländisch-Indien (1927, S. 736—740) gibt er nochmals eine kritische Darstellung des Niefgebietes, ist aber jetzt geneigt, die Auffassung BROUWERS für richtig zu halten.

Auch ein neuester Entwurf eines Niefprofils von J. P. VAN DER SLUIS (1950) befriedigt, wie dieser selbst sagt, noch keineswegs. Er bedeutet zwar insofern

¹⁾ Der Druck der drei zu dieser Arbeit gehörenden Tiefdrucktafeln wurde ermöglicht dank grosszügiger Unterstützung durch die August-Tobler-Stiftung des Naturhistorischen Museums in Basel.

einen Fortschritt, als es VAN DER SLUIS durch eine mikropaläontologische Untersuchung der von RUTTEN gesammelten Gesteinsproben gelungen ist, das Vorhandensein von Eogen und einer Aufschiebung innerhalb der „Niefserie“ nachzuweisen, aber einen Rückschritt, da er die obertriadische, im Westen über die Niefserie überschobene Flyschserie irrtümlich in den oberen Jura versetzt, worauf wir an anderer Stelle ausführlich zurückkommen.

Eine wesentliche Klärung der Geologie des Niefgebietes ist von Dr. F. WEBER zu erwarten, der dieses Gebiet in den Jahren 1925 und 1926 im Auftrage der Bataafschen Petroleum-Gesellschaft kartiert, aber seine Beobachtungen noch nicht veröffentlicht hat. Hier soll nur seine wichtige Entdeckung einer reichen Liasfauna in der „Niefserie“ erwähnt werden. Diese ist der Gegenstand der vorliegenden Abhandlung.

Wir danken Herrn Dr. WEBER für die mit Zustimmung der Bataafschen Petroleum-Gesellschaft erfolgte Überlassung seiner interessanten Fossilfunde und für seine wertvollen brieflichen Mitteilungen über deren Vorkommen. Die Funde sind jetzt in der Geologischen Abteilung des Naturhistorischen Museums Basel aufbewahrt.

II. Inhalt und Umfang der Liasfauna vom Nief

Die von Dr. F. WEBER am Nief aufgesammelte Liasfauna besteht aus Cephalopoden, Brachiopoden, Gastropoden und Lamellibranchiaten.

Der stratigraphisch wichtigste Teil dieser Fauna, die Cephalopoden, ist mit allen Notizen des Bearbeiters, Dr. C. WANNER, leider der Vernichtung anheimgefallen, als in der Nacht vom 24. zum 25. April 1944 die „Alte Akademie“ in München mit ihren zahllosen Sammlungsgegenständen von unschätzbarem Werte bei einem Fliegerangriff in Flammen aufging und bis auf die Grundmauern niederbrannte. In bezug auf die Cephalopoden müssen wir uns daher auf wenige Bemerkungen beschränken. Sie waren durch mindestens 10 Gattungen, hierunter *Oxy-noticeras*, *Phylloceras*, *Lytoceras*, *Dactylioceras*, *Brodiceras*, *Coeloceras*, *Echioceras* und *Aulacoceras* (das letzte durch die Gruppe des *A. orthoceropis* MGH.) vertreten, wie eine von J. WANNER schon vor 20 Jahren vorgenommene Durchsicht des Materiales ergeben hat (WANNER 1931, S. 589). *Oxy-noticeras* war die an Individuenzahl weitaus vorherrschende Cephalopodengattung.

Die Präparation des übrigen Materiales hat 24 Brachiopoden-Arten und Varietäten der Gattungen *Rhynchonella*, *Spiriferina* und *Terebratula* geliefert, von denen sich 9 auf bekannte Arten beziehen lassen, 8 als neue Arten und 5 als neue Varietäten angesehen werden.

An Gastropoden liegen 8 Arten der Gattungen *Pleurotomaria*, *Discohelix*, *Coelostylina* und ? *Protorcula* vor, an Lamellibranchiaten 1 wahrscheinlich neue Art und Gattung der *Astartidae*.

Dazu kommt noch eine Reihe von Arten, auf deren Beschreibung wegen der ungenügenden Erhaltung verzichtet werden musste, nämlich ein Vertreter der *Trochidae*, Steinkerne von *Nerita* ? (*Neridomus*?), Schalenbruchstücke von *Lima* sp., einige Arten der Gattung *Pecten*, mehrere Bruchstücke einer grossen *Gryphaea*, von Mytiliden, von *Cardinia* und *Pinna*.

III. Erhaltung der Fauna

Die Erhaltung lässt, wie schon die voranstehende Liste nicht näher bestimmbarer Formen zeigt, im allgemeinen zu wünschen übrig. Vollständige Stücke sind im Verhältnis zu den zahlreichen Bruchstücken selten. Die Schalen sind, soweit

sie erhalten sind, fast durchweg stark umkristallisiert und lassen sich aus dem umhüllenden Gestein nur sehr schwer herauspräparieren. Wenn trotzdem eine verhältnismässig grosse Zahl von brauchbaren Stücken gewonnen werden konnte, so verdanken wir das dem beträchtlichen Umfange des aufgesammelten, durchgeklopften und durch zeitraubende Präparation hergerichteten Materials. Die Bestimmung konnte allerdings mit wenigen Ausnahmen nur nach äusseren Merkmalen erfolgen, einerseits wegen der, wie gesagt, ungünstigen Erhaltung der meisten Arten und andererseits, weil viele Arten nur in wenigen oder vereinzelt Individuen vorliegen. Ein Versuch, bei einigen individuenreichen Arten der *Rhynchonellidae* und von *Terebratula* die inneren Merkmale festzustellen, scheiterte.

IV. Vorkommen der Fauna

Der von Dr. WEBER im Dezember 1925 entdeckte liasische Fossilhorizont besteht aus einer ca. 60 cm mächtigen Bank eines harten, glaukonitisch-sandigen Kalksteins, deren Ausgehendes in der folgenden Kartenskizze, Fig. 2, eingetragen

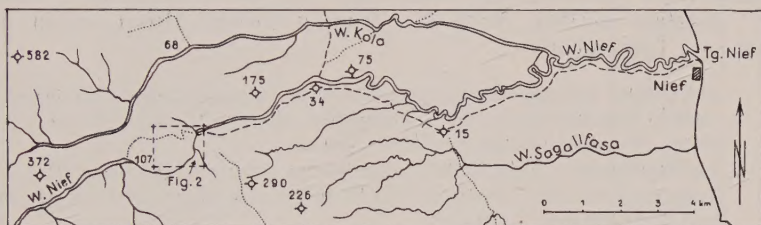


Fig. 1. Topographische Übersichtskarte des Nief-Gebietes. 1 : 200000.
Höhen ü. d. M. in Metern.

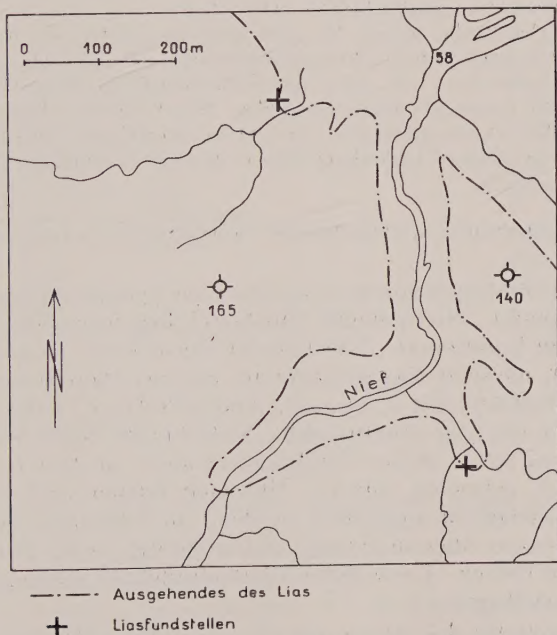


Fig. 2. Topographische Detailkarte der Liasfundstellen am Nief. 1 : 10000.

ist. Diese hat an zwei Stellen Fossilien geliefert. Die eine Stelle, mit „Niefschlucht Nord-Seite“ bezeichnet, liegt unweit des Ausganges der Niefschlucht auf der Nordwest-Seite des Flusses, die zweite, „Niefschlucht Süd-Seite“, gut 500 m südlich von der ersten auf der Südost-Seite der Schlucht.

Die Fundstellen wurden zunächst von Dr. WEBER, dann im Juni und Juli 1926 von seinem damaligen Assistenten W. F. DETTINGMEYER, Adjunktgeologen der Bataafschen Petroleum-Gesellschaft, mit gutem Erfolg ausgebeutet. 1928 suchte DETTINGMEYER nochmals den Fundpunkt Niefschlucht Süd-Seite“ auf, dessen fossilführende Bank aus drei von DETTINGMEYER mit P, Q und R bezeichneten Schichten besteht (siehe das unten stehende Profil). Durch mehr-tägiges Graben und Zerklopfen von ca. 1½ Tonnen Gestein konnten hier aus den Schichten P und R wiederum zahlreiche Fossilien, vorwiegend Cephalopoden, gewonnen werden, während die Schicht Q nichts mehr lieferte. Schliesslich versuchte Dr. WEBER durch Sprengung mit Dynamit noch weiteres Material zu erhalten, jedoch wurde hierbei nicht mehr viel erreicht.

Ein genaueres Schichtprofil kann nur von der Fundstelle „Niefschlucht Süd-Seite“ gegeben werden. Nach Dr. WEBER (briefl. Mitt.) folgen hier vom Hangenden zum Liegenden:

- | | |
|---------------|--|
| Ca. 1 m | lichtgrüner kalkiger Glaukonitsandstein bis glaukonitischer Kalksandstein, kalzitisch, dünnbankig, anscheinend fossilfrei, oberste 20—30 cm feinkonglomeratisch durch Beimengung kleinster Geröllchen. |
| Ca. 60 cm | glaukonitischer „Kalzitkalk“, krist.-körnig, dünnbankig bis plattig, fossilreich, bestehend aus einer obersten Schicht R (20 cm), einer mittleren Q (15—20 cm) und einer unteren P (20 cm). |
| Ca. 40—50 cm | rein kalzitischer „Kristallkalk“, gänzlich aus farblosweissen Kalzitkriställchen bestehend, schwach gebankt, anscheinend fossilfrei. |
| Ca. 50 cm | „Kalzitkalk“, sehr harter massiger Kalk mit reichlich kleinen Kalzitkristallen, wahrscheinlich umkristallisierter Oolithkalk? |
| Ca. 2,5 + x m | reiner Oolithkalk, massig bis grob gebankt, häufig mit deutlichen Diagonalschichten; lokal grobe Brandungsbrekzie mit grossen schlecht oder nicht gerundeten Kalksteinbrocken, z. T. etwas spätig durch spärliche Fragmente von Echinidenstacheln, vereinzelte Rhynchonellidae. Bildet bis zum Boden der Niefschlucht kompakte Oolithkalkmassen von 60 m Mächtigkeit, worunter noch weitere 120 m in gleicher Ausbildung folgen; darunter anschliessend noch 75 (+ x) m körniger Kalk. |

Der zweite Fundpunkt „Niefschlucht Nord-Seite“ war weniger gut abgeschlossen.

Aus diesem Grund liegen von dem letzten auch weniger Arten vor als von dem ersten. Vom Fundpunkt „Niefschlucht Süd-Seite“ liegen, wie die folgende Tabelle zeigt, 28 Arten, vom Fundpunkt „Niefschlucht Nord-Seite“ 16 Arten vor. Von den letzten sind nur 5, nämlich *Rhynchonella* aff. *varians* (SCHLOTH.), *Spiriferina* cf. *moriconii* CAN., *Pleurotomaria* n. sp. aff. *mutabilis* DESL. var. *corrugata* DESL., *P.* n. sp. 1 und 2 auf den Fundpunkt „Niefschlucht Nord-Seite“ beschränkt, während die übrigen Arten dieses Fundpunktes auch an dem Fundpunkt „Niefschlucht Süd-Seite“ gefunden wurden. Hiernach dürfen beide Fundpunkte als im wesentlichen gleichaltrig angesehen werden, ein Ergebnis, das mit den Feldbeobachtungen WEBERS übereinstimmt, denen zufolge beide Fundpunkte in der gleichen, ca. 60 cm dicken, durch ihren Glaukonitgehalt lithologisch gut charakterisierten Kalkbank liegen.

Über die Verteilung der Arten auf die im obigen Profile ausgeschiedenen Schichten P, Q und R herrscht keine Klarheit. In einem an Dr. WEBER gerichteten

		Obertrias	Lias			Dogger		Vorkommen					
			Unterer	Mittlerer	Oberer	Unterer	Mittlerer	Niefschlucht	Ausseralpin	Alpen- u. Nord-Italien	Mittel- u. Süd-Italien Sizilien	Griechenland	Ambon
<i>Rhynchonella</i>	<i>subbriseis</i> n. sp.			-				N	S		-	-	
„	<i>subbriseis</i> var. <i>niefensis</i>												
	n. v.								S				
„	<i>seranensis</i> n. sp.	-							S				-
„	<i>alfurica</i> n. sp.		-						S	-	-		
„	<i>furcellata</i> THEODORI . . .			+					SP			+	
„	<i>furcellata</i> THEOD. var.												
	<i>weberi</i> n. v.			-					S			-	
„	<i>indica</i> n. sp.								SP				
„	aff. <i>varians</i> (SCHLOTH.) .					-	-	N		-			
<i>Spiriferina</i>	<i>rostrata</i> (SCHLOTH.) . . .		+	+				N	S	+	+	+	
„	<i>rostrata</i> (SCHLOTH.) var.												
	<i>transiens</i> n. v.							N	SP				
„	<i>gryphoidea</i> UHLIG var.												
	RENZ					+		N	SP			+	
„	<i>gryphoidea</i> UHLIG var.												
	<i>niefensis</i> n. v.							N	S				
„	<i>hartmanni</i> (ZIET.)			+				N	S	+		+	
„	cf. <i>darwinii</i> GEMM.			-					S		-	-	
„	cf. <i>moriconii</i> CAN.			-				N					
„	<i>seranensis</i> n. sp.		-	-					S	-	-	-	
„	<i>alpina</i> OPPEL		+	+					SP		+	+	+
„	<i>alpina</i> OPPEL var. <i>detting-</i>												
	<i>meyeri</i> n. v.							N	S				
„	n. sp. aff. <i>alpina</i> OPPEL .		-	-					SP		-	-	-
„	cf. <i>alpina</i> OPPEL		-	-				N	SP		-	-	-
„	<i>krumbecki</i> n. sp.			-				N	SP		-	-	-
„	<i>retziaeformis</i> n. sp. . . .	-							SP				-
<i>Terebratula</i>	sp. ind.		-	-				N	S				
„	? cf. <i>punctata</i> Sow. . . .					-		N					
<i>Pleurotomaria</i>	n. sp. aff. <i>mutabilis</i> DESL.												
	var. <i>corrugata</i> DESL. . . .					-		N					
„	n. sp. 1					-		N		-			
„	n. sp. 2							N					
„	sp. ind.								SP				
<i>Discohelix</i>	sp. ind. aff. <i>scacchii</i> GEMM.			-				N	SP			-	
„	sp. ind.								S				
<i>Coelostylina</i>	sp. ind.								SP				
<i>Protorcula?</i>	sp. ind.								S				
<i>Astartidae</i>	g. n. et sp. n.								SP				

Unter-, Mittel- und Oberlias in der Fassung von DACQUÉ (1934, S. 542)

+ = Ident. mit bekannten Arten.

- = ähnliche oder verwandte Arten.

N = Niefschlucht, Nord-Seite. S = Niefschlucht Süd-Seite.

SP = tiefste Schicht P der Fundstelle Niefschlucht Süd-Seite.

Briefe sagt DETTINGMEYER, „dass die Fossilien, vorwiegend Cephalopoden, die er 1926 in den Schichten P und R sammelte, von denjenigen der früher ausgebeuteten Mittelschicht Q verschieden sind“. Diese Angabe können wir heute leider nicht mehr nachprüfen. Die Cephalopoden sind vernichtet, und unter den Brachiopoden, Gastropoden und Lamellibranchiaten liegen auffallenderweise keine Stücke mit der speziellen Fundortsbezeichnung Schicht Q bzw. Schicht R vor, hingegen zahlreiche Stücke mit der speziellen Fundortsbezeichnung Schicht P. Das bedeutet nicht, dass die höheren Schichten Q und R keine Brachiopoden, Gastropoden und Lamellibranchiaten enthalten haben, sondern ist so zu verstehen, dass beim Sammeln in den Schichten Q und R die Ausbeute nicht von Anfang an, sondern erst im späteren Verlauf des Schürfens nach den drei Schichten P, Q und R auseinandergehalten wurde. Die Schicht P wurde zuletzt ausgebeutet; sie erwies sich als die an Arten und Individuen reichste. Die Schichten P, Q und R können daher in ihrem Alter nicht gesondert, sondern nur zusammen beurteilt werden.

V. Alter der Fauna

Wie aus obiger Tabelle ersichtlich ist, enthält die Fauna 2 für den mittleren Lias bezeichnende bekannte Arten: *Rhynchonella furcillata* THEODORI und *Spiriferina hartmanni* (ZIET.), ausserdem 7 Arten und Varietäten, die ihre nächsten Verwandten im mittleren Lias besitzen. 2 Arten: *Spiriferina rostrata* (SCHLOTH.) und *S. alpina* OPPEL, sind sowohl aus dem mittleren wie aus dem unteren Lias bekannt. 4 Arten stehen zu solchen aus dem mittleren und unteren Lias in enger Beziehung. Arten, die nur aus dem Unter- oder Oberlias bekannt sind, fehlen. *Spiriferina gryphoidea* UHLIG var. RENZ ist die einzige identifizierbare Art, die auf Unteren Dogger hinweist. Da diese jedoch aus der tiefsten Schicht P stammt und da, wie gesagt, mit oberliasischen identische oder nahe verwandte Arten fehlen, so erscheint das Vorhandensein von Dogger im Glaukonitkalk des Nief wenig wahrscheinlich. Sicher ist in ihm, nach dem vorliegenden Material zu urteilen, jedenfalls der mittlere Lias vertreten.

VI. Fazies und faunistische Beziehungen

Der Lias am Nief ist als eine in untiefem Wasser abgesetzte neritische Randfazies anzusehen, wie sich schon aus dem WEBERSchen Profile (diagonalgeschichteter Oolithkalk und lokal grobe Brandungsbrekzie im Liegenden) ergibt. Auch die auffallende Häufigkeit von Schalenbruchstücken, die wohl hauptsächlich durch eine Zertrümmerung der Gehäuse unter dem Einfluss stark bewegten Wassers entstanden sind, lässt auf eine Ablagerung in sehr wenig tiefem Wasser oder sogar der Litoralzone schliessen.

Nirgends in Indonesien ist bis jetzt Lias in der eigentümlichen, durch sandige Glaukonitkalke charakterisierten lithologischen Fazies bekannt. Auch faunistisch steht der Lias des Nief, soweit die Brachiopoden, Gastropoden und Lamellibranchiaten in Frage kommen, in Indonesien isoliert da. Keine einzige Art dieser Tiergruppen ist mit einer aus dem Lias von Indonesien bekannten Art identisch oder näher verwandt. Ob und inwieweit das auch für die Cephalopoden gilt, entzieht sich vorläufig unserer Kenntnis.

Die meisten Brachiopoden- und Gastropodenarten stehen in enger verwandtschaftlicher Beziehung zu Arten der europäischen Tethys; mehrere Arten (*Rhynchonella furcillata* THEODORI, *Spiriferina rostrata* (SCHLOTHEIM), *S. gryphoidea* UHLIG var. RENZ, *S. hartmanni* (ZIET.), *S. alpina* OPPEL) sind mit Arten der euro-

päischen Tethys identisch und die meisten anderen stehen in enger verwandtschaftlicher Beziehung zu solchen aus dieser Faunenprovinz. Nur wenige Arten (*Rhynchonella seranensis* n. sp., *Spiriferina retziaeformis* n. sp., *Astartidae* g. n. et sp. n.) bilden eine Ausnahme; sie können als spezifisch indonesische Elemente angesprochen werden. Die beiden zuletzt genannten Brachiopoden lassen sich in erster Linie mit Indonesischen Arten vergleichen, zwar nicht mit Arten des Lias, aber der Obertrias von Ambon. Mitteleuropäische (ausseralpine) Elemente spielen in der Nief-Fauna eine sehr geringe Rolle. Soweit solche vorkommen, handelt es sich zumeist um Arten, die auch aus dem Bereich der europäischen Tethys bekannt sind. Die Faunistik des Lias am Nief scheint also vorwiegend unter mediterranem und nicht mitteleuropäischem Einfluss gestanden zu haben, ein Ergebnis, das sich ausgezeichnet in die Feststellung KRUMBECKS (1922, S. 153) einfügt, das auf Rotti, wo KRUMBECK alle Stufen des Lias nachweisen konnte, vor allem im mittleren Lias der mediterrane Einfluss stark in den Vordergrund tritt, während im dortigen Unter- und Oberlias der mitteleuropäische (ausseralpine) Einfluss weitaus überwiegt.

VII. Beschreibung der Arten

BRACHIOPODA

Terminologie

In der Terminologie schliessen wir uns MUIR-WOOD (1936) an. Die folgenden Skizzen der Vorder- und Seitenansicht einer *Spiriferina* dienen zur Erläuterung.

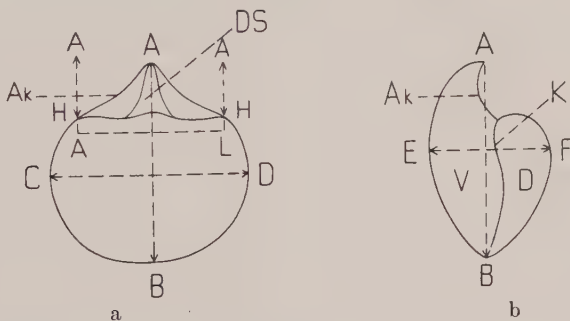


Fig. 3. *Spiriferina*. a Dorsalansicht. b Seitenansicht.

V = Ventralklappe; D = Dorsalklappe. K = Kommissur. AB = Länge oder Höhe, CD = Breite, EF = Dicke des Gehäuses. AH = Höhe der Area, AL = Länge der Area, Ak = Arealkante. DS = Deltidialspalte.

Rhynchonellidae GRAY

Rhynchonella FISCHER v. WALDHEIM 1809

Rhynchonella subbriseis n. sp.

Taf. I, Fig. 1a—c, 2a—c

6 Gehäuse mit zum Teil erhaltener Schale, hierunter 3 ziemlich vollständige. Niefschlucht N- und S-Seite.

Maße in mm:	Exemplare	a	b	c
Länge		22,4	21,5	21,8
Breite		25,6	25,4	20,6
Dicke		21,1	14,3	15,2

Der Holotypus (Exemplar a, Taf. I, Fig. 1a—c): Gehäuse gerundet-dreiseitig, mit breitem Sinus und einem Wulst, der sich nur in der Stirnregion von den Seitenpartien der Klappe deutlich abhebt. Grösste Breite auf halber Höhe der unteren Klappenhälfte, grösste Dicke etwa auf halber Höhe des Gehäuses. Die Ventralklappe (Taf. I, Fig. 1b) in der Längsrichtung schwach konvex, in der Querrichtung konkav, die Dorsalklappe (Taf. I, Fig. 1a) in beiden Richtungen kräftig gewölbt, in der Querrichtung stärker als in der Längsrichtung. Der Wirbel der Ventralklappe ragt nicht oder kaum über den Wirbel der Dorsalklappe empor; der Wirbel der letzten ist kräftiger gekrümmt als der Wirbel der ersten. Sinus und Wulst im unteren Teil des Gehäuses kräftig berippt, die Seitenflügel schwächer. Die Rippen schwächen sich nach dem Wirbel zu ab, laufen aber bis zum Wirbel durch. Im Sinus sind 4—5 Rippen, auf dem Wulst 6—7 Rippen vorhanden.

Ein zweites Exemplar (b, Taf. I, Fig. a—c) unterscheidet sich vom Holotyp durch geringere Rippenzahl (4 im Sinus, 5 auf dem Wulst) und das Fehlen von Rippen im oberen Teil des Gehäuses. Bei einem dritten Exemplar (c) mit der gleichen Rippenzahl wie Exemplar b ist auch die Wirbelregion berippt, jedoch sind die Rippen hier stark abgeschwächt.

Die vorliegende Art hat viel Ähnlichkeit mit *R. briseis* GEMM. (GEMMELLARO, 1874, S. 77, Taf. XI, Fig. 19—22), jedoch ist die letzte kleiner und besitzt im Sinus und auf dem Wulst weniger Rippen; auch sind die Rippen vor *R. briseis* auf den Seitenflügeln und in der Wirbelregion besser ausgebildet und der Wirbel der Ventralklappe ragt stärker über die Dorsalklappe empor. Auch *R. zitteli* (GEMMELLARO 1874, S. 78, Taf. XI, Fig. 23) ist ähnlich; Sinus und Wulst sind jedoch bei *R. subbriseis* ausgeprägter als bei *R. zitteli*. HAAS (1884, S. 4; 1885, S. 77) fasst *R. briseis* viel weiter als GEMMELLARO, ob mit Recht, liesse sich nur durch eine Revision der HAASSchen Typen feststellen.

Rhynchonella subbriseis var. *niefensis* n. v.

Taf. I, Fig. 3a—d, 4

2 ziemlich gut erhaltene Gehäuse und 2 Bruchstücke. Niefschlucht S-Seite.

Der Holotypus (Taf. I, Fig. 3a—d): Gehäuse klein bis mittelgross, mässig dick, breiter als hoch, oben zugespitzt, unten quer abgestutzt, mit flachem Sinus und einem nur schwach gewölbten Wulst. Sinus und Wulst von den Seitenflügeln deutlich abgesetzt. Länge 17,2 mm, grösste Breite auf halber Höhe des Gehäuses 23,0 mm, grösste Dicke auf der Medianlinie gemessen 12,6 mm. Die Dorsalklappe viel stärker konvex als die Ventralklappe. Beide Klappen kräftig berippt, die Rippen in der Wirbelregion stark abgeschwächt. Die Ventralklappe mit ca. 13 Rippen, von denen 5—6 auf den Sinus entfallen. Der Schnabel der Ventralklappe ist nur wenig gebogen und ragt sehr wenig über die Dorsalklappe empor. Stirnrand nur mässig tief gezackt. Seitenflügel der Dorsalklappe stark nach vorne umgebogen, so dass der Stirnrand von unten gesehen bogenförmig erscheint.

Der Paratypus b (Taf. I, Fig. 4) ist kleiner und an der Stirnregion weniger abgeflacht.

R. subbriseis var. *niefensis* unterscheidet sich von *R. subbriseis* durch die kleinere Gestalt, die im Verhältnis zur Länge grössere Breite des Gehäuses (Länge: Breite bei *subbriseis* im Durchschnitt 0,88, bei var. *niefensis* im Durchschnitt ca. 0,96), ferner durch die ein wenig grössere Rippenzahl (bei *R. subbriseis* sind auf dem Wulst der Dorsalklappe 5—7 Rippen vorhanden, bei *niefensis* 8). Schliesslich ist, wenigstens beim Holotypus der Varietät *niefensis*, die Unterregion stark abgeflacht, während der Paratypus in der Ausbildung der Stirnregion ungefähr

mit *R. subbriseis* übereinstimmt und so eine Übergangsform zwischen den beiden bildet. Im Habitus ist *R. cannabinaeformis* KRUMB. aus der Obertrias von Timor (KRUMBECK 1924, S. 145, Taf. I, Fig. 4, 5) ähnlich, jedoch besitzt diese mehr Rippen (20–25), einen spitzeren und hoch emporragenden Schnabel.

Rhynchonella seranensis n. sp.

Taf. I, Fig. 5a–c, 6

4 ziemlich gut erhaltene Gehäuse, Niefschlucht S-Seite.

Der Holotypus (Taf. I, Fig. 5a–c): Gehäuse ziemlich flach, oval bis dreiseitig, unten quer abgestutzt. Länge 15,6 mm, Breite 17,4 mm, Dicke 11,0 mm. Grösste Breite im unteren Teil des Gehäuses, grösste Dicke im unteren Teil der oberen Hälfte. Beide Klappen fast gleich gross, die Dorsalklappe kräftig gewölbt, fast ohne Wulst, die Ventralklappe nur schwach gewölbt und mit äusserst schwachem Sinus. Rippen im unteren Teil des Gehäuses ziemlich kräftig, nach dem Wirbel zu abgeschwächt. Die Ventralklappe mit 13–16 Rippen, die Dorsalklappe mit 11–16. Stirnrand sehr tief gezackt, die Rippen brechen auf beiden Klappen kurz vor dem Stirnrand plötzlich ab.

2 Stücke (Taf. I, Fig. 6) sind viel kleiner (Länge 10,0, Breite 11,4, Dicke 6,2 mm) und besitzen auf der Ventralklappe 8, auf der Dorsalklappe 9 Rippen, stimmen aber im äusseren Habitus ganz mit dem Holotypus überein. Wir belassen sie bei *R. seranensis*. Möglicherweise sind es Jugendformen derselben.

Die beschriebene Art zeigt viel Ähnlichkeit mit *R. subbriseis* var. *niefensis*. Ihre Seitenflügel sind jedoch weniger prononciert, Sinus und Wulst kaum entwickelt, die Zahl der Rippen grösser, der Stirnrand sehr stark gezackt. Auch die obertriadische *Rhynchonella* (*Camarotoechia*?) *ambonensis* BOEHM (BOEHM 1907, S. 201, Taf. IX, Fig. 7–10 und JAWORSKI 1927, S. 204, Taf. I, Fig. 1, 2) ist der *R. seranensis* im Habitus sehr ähnlich, unterscheidet sich aber, wie ein Vergleich mit den Originalen BOEHMS zeigte, von den letzten durch die wesentlich dickere Gestalt, die etwas tiefere Zackung des Stirnrandes und die kleinere Rippenzahl (*R. ambonensis* hat 24 Rippen auf der Ventralklappe, *R. seranensis* nur 13–16).

Rhynchonella alfurica n. sp.

Taf. I, Fig. 7a–c

1 Exemplar, der Holotypus. Niefschlucht, S-Seite.

Gehäuse im Umriss dreiseitig, an den unteren Ecken abgerundet. Länge 17,4, Breite 17,2, Dicke 9,0 mm. Grösste Breite etwas unter der halben Höhe, grösste Dicke im oberen Teil des Gehäuses. Die Ventralklappe ziemlich flach, mit breitem flachem Sinus und mit 5 Rippen im Sinus. Die Dorsalklappe mässig gewölbt, ohne deutlichen Wulst, mit 6 Rippen auf dem dem Sinus der Ventralklappe entsprechenden Teil und mit je 2 Rippen auf jeder Seitenflanke. Die Seitenflanken schmal, an der untersten Kommissur zur Ventralklappe herabgebogen. Rippen im unteren Drittel des Sinus und im unteren Drittel der Mittelregion der Dorsalklappe scharfkantig und deutlich ausgeprägt, auf den übrigen Zweidritteln des Gehäuses nur ganz schwach ausgebildet. Der Schnabel der Ventralklappe ragt nicht über den Wirbel der Dorsalklappe empor. Winkel der Schnabelkanten ca. 95°. Die Dorsalklappe mit einem kurzen Medianseptum, die Ventralklappe mit zwei deutlichen, kurzen Zahnstützen. Die Stirnregion im untersten Teil gezackt.

R. alfurica n. sp. steht *R. plicatissima* QUENSTEDT (QUENSTEDT, 1858, S. 99, Taf. 12, Fig. 15) und *R. belemnitica* QUENSTEDT (ibid. S. 73, Taf. 8, Fig. 15) aus dem unteren Lias sehr nahe, unterscheidet sich aber von *R. belemnitica* durch

ihre schmalere Form und die grössere Rippenzahl im Sinus (bei *R. belemnica* 3), wobei die Rippen sich bei *R. belemnica* nur ganz allmählich nach der Wirbelregion hin zu verflachen, ohne hier zu verschwinden. Der Sinus von *R. alfurica* ist breiter als derjenige von *R. belemnica* und die Rippen sind auf den Seitenflügeln sehr undeutlich. Von *R. plicatissima*, einer Art, die von verschiedenen Autoren sehr verschieden weit gefasst wird, unterscheidet sich *R. alfurica* durch breiteren Sinus, breitere Furchen zwischen den kantigeren Rippen und das Verflachen der Rippen in den oberen Zweidritteln des Gehäuses. Zu den bisher beschriebenen Rhynchonellen aus dem indischen Archipel besteht keine Verwandtschaft.

Rhynchonella furcillata THEODORI

1858 *R. furcillata* QUENSTEDT, Jura, S. 125, Taf. 17, Fig. 30—34.

1871 *R. furcillata* QUENSTEDT, Brachiopoden, S. 60, Taf. 37, Fig. 127—143.

1882 *R. furcillata* HAAS & PETRI, Brachiopoden der Jura-Formation, S. 179, Taf. III, Fig. 14, 19—20. Hier die weiteren Synonyma

1 etwas beschädigtes Gehäuse. Niefschlucht S-Seite (Schicht P).

Gehäuse fünfseitig, bikonvex. Länge 13,4, Breite 14,4, Dicke 8,9 mm. Grösste Breite und Dicke ein wenig über der halben Höhe des Gehäuses. Die Dorsalklappe mit einem kurzen Medianseptum. Der dorsale Wirbel ist spitz, der ventrale ragt nur ein wenig über den dorsalen empor. Sinus und Wulst nur schwach ausgebildet. Gehäuse mit groben, scharfkantigen Rippen verziert, die sich auf der Ventral-klappe fast bis zur halben Höhe des Gehäuses, auf der Dorsalklappe hingegen nur ungefähr halb so weit heraufziehen. Jede dieser groben Rippen wird ziemlich unvermittelt von 3—4 kleinen, dicht gedrängten Rippchen abgelöst, die fast bis zum Wirbel fortsetzen. Im Sinus sind 4, auf dem Wulst 6 grobe Rippen vorhanden. Stirnrand gezackt.

Rhynchonella furcillata THEODORI var. *weberi* n. v.

Taf. I, Fig. 8a—c

2 vollständige Gehäuse. Niefschlucht S-Seite.

Gehäuse im Umriss fünfseitig, breiter als lang. Maße des Holotypus in mm: Länge 13,9, Breite 18,3, Dicke 9,0. Grösste Breite auf halber Höhe des Gehäuses, grösste Dicke ein wenig über diesem Niveau. Beide Klappen mässig konvex. Die Ventral-klappe mit einem undeutlichen Sinus, welcher auf halber Höhe der Klappe einsetzt und sich dann stark herunter biegt, und mit Seitenflügeln, die sich im untersten Teil des Gehäuses deutlich abheben. Auf den Sinus entfallen 3 stumpfkantige Rippen, welche durch breite Furchen getrennt sind. Die Rippen verflachen nach oben zu. Ein wenig unter dem Niveau, auf welchem der Sinus sich verflacht und endigt, entstehen wie bei der typischen Art aus jeder groben Rippe drei sehr feine, dicht gedrängte, undeutliche Rippchen, die bis zum Wirbel laufen. Auch auf den Seitenflügeln sind ganz feine undeutliche Rippchen vorhanden; ob diese am Stirnrand durch grobe Rippen ersetzt werden, ist nicht eindeutig festzustellen. Auf der oberen Hälfte der Dorsalklappe ist eine sehr feine Berippung bemerkbar. Der Wulst gibt sich nur in der Stirnregion durch eine Aufblähung des Gehäuses zu erkennen. Ein kurzes Medianseptum ist auf der Dorsalklappe wahrnehmbar. Der Wirbel der Ventral-klappe ist nicht stark gekrümmt und ragt nur ein wenig über den Wirbel der Dorsalklappe empor.

Die vorliegenden Exemplare unterscheiden sich von *R. furcillata* THEODORI durch das Fehlen von grobkantigen Rippen auf dem unteren Teil der Dorsalklappe und durch eine im Verhältnis zur Länge grössere Breite des Gehäuses.

Rhynchonella indica n. sp.

Taf. I, Fig. 9a—b, 10a—b

4 Exemplare. Niefschlucht S-Seite (Schicht P).

Der Holotypus (Taf. I, Fig. 9a—d): Gehäuse im Umriss $\pm$ gerundet. Länge 19,6, Breite 22,2, Dicke 13,5 mm. Grösste Breite ungefähr auf halber Höhe des Gehäuses oder ein wenig darunter, grösste Dicke etwa auf halber Höhe. Beide Klappen konvex, die Dorsalklappe in der Längsrichtung schwächer gewölbt als in der Querrichtung. Die Ventralklappe mit einem schwachen, nur wenig abgesetzten Sinus, mit welchem sie tief in die Dorsalklappe eingreift. Ihr Stirnrand am unteren Ende des Sinus quer abgestutzt und gezackt. Der Sinus mit 9 Rippen, die Seitenflügel mit je 7—10. Die Rippen durch schmale Furchen von einander getrennt, unten ziemlich kräftig, aber gegen den Wirbel zu allmählich feiner werdend. Wirbel der Ventralklappe stark gekrümmt und über den Wirbel der Dorsalklappe emporragend. Wulst der Dorsalklappe sehr schwach, von den Seitenflügeln kaum merklich abgesetzt und mit etwa 10 Rippen verziert.

Von den übrigen Exemplaren stimmen zwei mit dem Holotyp $\pm$ vollständig überein, ein drittes hingegen ist wesentlich kleiner (Höhe ca. 13—14 mm) und weniger aufgebläht.

Die vorliegende Art ist im allgemeinen Habitus vielen *Rhynchonellen* ähnlich, stimmt aber, soweit wir feststellen konnten, mit keiner ganz überein.

Rhynchonella sp. aff. *varians* (SCHLOTH.)

Taf. I, Fig. 11a—b

1820 *Terebratulites varians* SCHLOTHEIM, Petrefaktenkunde, S. 267.1852 *Rhynchonella varians* DAVIDSON, British Fossil Brachiopoda I, pt. III, S. 83, Taf. XVII, Fig. 15, 16.1871 *Terebratula varians* QUENSTEDT, Petrefaktenkunde Deutschl. Brachiopoden, S. 85, Taf. 38, Fig. 56—83.1882 *Rhynchonella varians* DAVIDSON, British Fossil Brachiopoda IV, S. 212, Taf. XXVIII, Fig. 1—12.

1 Bruchstück. Niefschlucht N-Seite.

Gehäuse seitlich beschädigt. Beide Klappen konvex gewölbt, die Dorsalklappe kräftiger als die Ventralklappe. Die Ventralklappe mit einem Sinus, welcher sich von der halben Höhe der Klappe nach unten zu immer stärker einbiegt. Der Sinus mit 4 Rippen. Der Wulst hebt sich als sanfte Rundung ab, welche im Bereich des Stirnrandes anschwillt; er trägt 5 Rippen, der einzige, ganz erhaltene Seitenflügel 7 Rippen. Die Rippen sind gerundet, nicht kräftig und laufen vom Wirbel bis zum Stirnrand. Seitenränder und Stirnrand gezackt.

Das vorliegende Exemplar steht der *R. varians*, einer variablen Art aus dem mittleren oberen Jura Europas, zweifellos sehr nahe. Aus Indonesien sind ähnliche Arten bisher nicht bekannt.

Spiriferidae KING*Spiriferina* D'ORB. 1847

Viele Arten der Lias-Spiriferinen sind durch Übergänge miteinander verknüpft. Das gleiche gilt für die Formenkreise, zu welchen man ähnliche Arten zusammenzufassen pflegt. Auch aus dem Niefgebiete liegen Arten vor, die allmählich ineinander übergehen. Es sei hier auf die Reihe *S. rostrata* (SCHLOTH.) — *S. hartmanni* (v. ZIET.) — *S. darwini* GEMM. verwiesen, deren Area von *S. rostrata* zu *S. darwini* allmählich flacher und höher und deren Wirbel weniger gekrümmt wird; ferner

auf die Reihe: *S. rostrata* (SCHLOTH.) – *S. rostrata* var. *transiens* n. v. – *S. gryphoidea* UHLIG var. *niefensis* n. v. – *S. gryphoidea* UHLIG var. RENZ. – *S. gryphoidea* UHLIG, eine Reihe, bei welcher das Gehäuse von *S. rostrata* zu *S. gryphoidea* länger wird, der Schlossrand kürzer und der Schnabel sich immer mehr krümmt.

Manche Arten der Lias-Spiriferinen werden von verschiedenen Autoren verschieden weit gefasst. Ihre Variabilität hat viele Autoren zur Aufstellung neuer Arten verleitet, die vielfach wohl nichts anderes sind als Standortsvarietäten schon bekannter Arten. Wir hielten es darum für notwendig, bei manchen Arten die Synonyma ausführlicher zu diskutieren und die wesentlichen Unterscheidungsmerkmale der Arten schärfer hervorzuheben. Wegen der zahlreichen Übergänge muss es jedoch in vielen Fällen der individuellen Beurteilung des Bearbeiters überlassen bleiben, wo er die Grenze zwischen der einen und der anderen Art oder Varietät ziehen will. Grundsätzlich wurde hier bei der Fassung der Arten stets auf den Holotypus zurückgegriffen.

Spiriferina rostrata (SCHLOTH.)

Taf. I, Fig. 12a—c

- 1820 *Terebratulites rostratus* SCHLOTHEIM, Petrefaktenk., S. 260.
 1822 *Terebratulites rostratus* SCHLOTH., Nachträge, S. 68, Taf. XVI, Fig. 4a—c.
 1829 non *Terebratula rostrata* SOWERBY, Min. Conch. Gr. Britain, S. 71, Taf. 537, Fig. 1 und 2.
 1830 *Delthyris rostrata* v. ZIETHEN, Verst. Württemberg, S. 51, Taf. XXXVIII, Fig. 3.
 1852 *Spirifer rostratus* DAVIDSON (Pars), Brit. Foss. Brachiopoda I, pt. III, S. 20, Taf. II, Fig. 1—6, 13—21.
 1858 *Spirifer rostratus* QUENSTEDT, Jura, S. 144, 181, Taf. 22, Fig. 25.
 1866 *Spirifer rostratus* QUENSTEDT, Handb. Petref., S. 575, Taf. 48, Fig. 36.
 1871 *Spirifer rostratus* QUENSTEDT, Petref. Deutschl. Brachiopoda, S. 527, Taf. 54, Fig. 91, 93, 96, 97, 98, 99, 101—105, non Fig. 95 und 100.
 1874 *Spiriferina rostrata* GEMMELLARO, Foss. d. Zona con T. *Aspasia* MGH., S. 58, Taf. X, Fig. 4.
 1880 *Spiriferina rostrata* CANAVARI, Brachiopodi d. Strati a *Terebratula Aspasia* MGH., S. 8, Taf. III, Fig. 10.
 1882 *Spiriferina rostrata* DAVIDSON, Brit. Foss. Brachiop. IV, S. 95, Taf. XI, Fig. 6.
 1882 *Spiriferina rostrata* HAAS und PETRI, Brachiop. d. Juraform. v. Elsass-Lothr., S. 298, Taf. XVI, Fig. 4, 6, 11, non 7.
 1883 *Spiriferina rostrata* CANAVARI, Contr. III, Brachiopodi d. Strati a *Terebratula Aspasia* MGH., Fig. 1 und 2.
 1884 *Spiriferina rostrata* HAAS, Beiträge z. Kennt. d. liass. Brachiop. Fauna v. S. Tirol u. Venedig, S. 29.
 1891 *Spiriferina rostrata* HAAS, Brachiop. Rhét. et Jurass., S. 73, Taf. VII, Fig. 27.
 1885 *Spiriferina rostrata* SEGUENZA, *Spiriferina* Lias messinesi, S. 406 u. 462.
 1886 *Spiriferina rostrata* ROTHPLETZ, Monogr. d. Vilser-Alpen, S. 159 u. 172.
 1897 *Spiriferina rostrata* BÖSE, M. Liass. Brachiop. Fauna d. östl. N. Alpen, S. 213, Taf. XVI, Fig. 1.
 1910 *Spiriferina rostrata* PRINCIPI, Brachiop. d. Lias medio d. Castel del Monte, S. 65.
 1915 *Spiriferina rostrata* ROLLIER, Synopsis d. Spirobranches jur. Celto-Souabes, pt. I, S. 62.
 1927 *Spiriferina rostrata* CORROY, *Spiriferidés* d. Lias européen, S. 10, Taf. XVI, Fig. 29—32.
 1931 *Spiriferina rostrata* TSCHANG-YÜN TSCHAU, Die *Spiriferinen* im Lias N. Deutschl., S. 129.

4 vollständige, guterhaltene Gehäuse und 3 Bruchstücke. Niefschlucht N- und S-Seite.

Maße in mm:	Länge . . .	22,5	19,7	—	19,3
	Breite . . .	22,0	18,4	11,9	18,2
	Dicke . . .	15,4	13,9	10,9	13,7

Gehäuse im Umriss rund, oben zugespitzt. Grösste Breite ungefähr auf halber Höhe, grösste Dicke in der oberen Hälfte des Gehäuses. Beide Klappen

konvex; die Ventralklappe kräftiger gewölbt als die Dorsalklappe. Schnabel mässig bis stark gekrümmt. Area deutlich und mit Deltidialspalte. Schlossrand kurz, mit deutlichem Knick von der Kommissur abgesetzt. Der Wirbel der Dorsalklappe ragt kaum über den Schlossrand empor. Die Ventralklappe mit einem schwachen Sinus, die Dorsalklappe fast ohne einen Wulst. Die Kommissur verläuft, von der Seite betrachtet, vom Schlossrand bis zur halben Höhe des Gehäuses senkrecht nach unten, biegt dann ein wenig zur Ventralklappe hin, um schliesslich im untersten Teil des Gehäuses einen Knick zu machen und gegen die Dorsalklappe vorzuspringen. Radiale Streifen, Rippen oder Falten fehlen. Der untere Teil des Gehäuses mit grober Anwachsstreifung.

Die vorliegenden Exemplare stimmen vollkommen mit dem Holotypus von *S. rostrata* (SCHLOTH.) überein; nur die von SCHLOTHEIM erwähnte Punktierung fehlt, wahrscheinlich infolge von Umkristallisation.

S. rostrata (SCHLOTH.) ist zweifellos eine variable Form. Verschiedene Autoren stellen jedoch Formen zu *S. rostrata* (SCHLOTH.), welche u. E. nicht dazu gehören. Formen mit schwacher Berippung wie *S. tumida* BUCH, mit längerem Schlossrand wie *S. serinensis* GEMM. oder mit weniger gekrümmtem Schnabel wie *S. hartmanni* (ZIETH.) gehören nicht zu *rostrata*. Typische Merkmale der *S. rostrata* sind: Glatte Schale, stark gekrümmter Schnabel, gerader und kurzer Schlossrand, flacher und tiefer eingebogener Sinus und dementsprechender Wulst, gerundeter Umriss. Übergänge zwischen den oben angeführten, deutlich selbständigen Formen zu *S. rostrata* (SCHLOTH.) kann man nach dem Vorschlage von TSCHAN-YÜN TSCHAU (1931) als Variationen von *S. rostrata* bezeichnen. RENZ (1932, S. 24) weist auf den Unterschied zwischen der nicht sinuierten *alpina*-Gruppe und der sinuierten *rostrata*-Gruppe hin und zeigt, dass viele Formen von manchen Autoren zu *rostrata* oder einer Variation derselben gestellt worden sind, die zu *alpina* gehören. Er hält *S. aequilobata* UHLIG aus dem Lias der Bukowina für eine Übergangsform zwischen *rostrata* und *alpina*. Ebenso ist *S. alpina* OPPEL var. *falloti* CORROY (CORROY 1927, S. 10) eine Übergangsform zwischen *rostrata* und *alpina* und gehört u. E. wegen des Besitzes eines Sinus und der kräftigen Krümmung des Schnabels eher zur *rostrata*-Gruppe.

In bezug auf den Namen *S. rostrata* herrscht in der Literatur grosse Verwirrung; zur Klärung ist hier festzustellen, dass es sich bei *S. rostrata* (SCHLOTH.) 1820 und *S. rostrata* SOW. 1829 um zwei verschiedene Arten handelt.

S. rostrata (SCHLOTH.) (1820, S. 260 und 1822, Taf. XVI, Fig. 4a, b) ist eine glatte Form von variabler Grösse mit stark gekrümmtem Schnabel, deutlicher Area mit Deltidialspalte und mit flachem oder tiefer eingebogenem Sinus und Wulst. SCHLOTHEIM sagt: „Seine hochgewölbte obere Hälfte, mit stark überbogenem Schnabel bei ausgewachsenen Exemplaren, die weit weniger gewölbte, oft fast platte untere Hälfte, die etwas schiefe Richtung und die glatte Schale unterscheidet ihn hinreichend. Die Rückenfurche ist gewöhnlich sehr flach, bei einigen Abänderungen jedoch tiefer eingebogen.“ Die Verwirrung ist vielleicht entstanden durch die Bemerkung SCHLOTHEIMS (1820, S. 261): „Die einzige Abänderung, welche beträchtlichere Verschiedenheiten zeigt, die in einem breiteren Bau und in einem weniger hoch gewölbten Rücken und Schnabel bestehen, kommt in einem körnigen Toneisenlager zu Willershausen am westlichen Rande des Harzes vor und verdient noch nähere Prüfung, ob sie wirklich hierher gehört.“

Von *S. rostrata* SOW. gibt SOWERBY (1829, S. 71) folgende Artdiagnose: „Suborbicular, gibbose, plaited; plaits many, rounded; beak large produced, slightly incurved, pointed; front slightly elevated.“ Also eine berippte Form mit spitzem Schnabel, welcher hoch emporragt. Die vielen glatten Formen mit ge-

krümmtem Schnabel und deutlicher Area mit Deltidialspalte, welche man zu *S. rostrata* Sow. gestellt hat, gehören nicht zu *S. rostrata* Sow.

S. rostrata (v. ZIETHEN) (1830, S. 51) ist ein Synonym von *S. rostrata* (SCHLOTH-HEIM).

Der Genotypus der glatten Form ist *S. rostrata* (SCHLOTH.) und nicht, wie DAQUÉ 1934, S. 157 annimmt, *S. rostrata* Sow.

Spiriferina rostrata (SCHLOTH.) var. *transiens* n. v.

Taf. I, Fig. 13a; Taf. II, Fig. 13b—c, 14a—b

16 Exemplare. Niefschlucht N- und S-Seite (Schicht P). Exemplar a ist der Holotypus.

Maße in mm:	a						
Länge.	24,3	22,7	23,2	± 27,6	24,3	± 26,5	26,6
Breite.	21,9	20,5	20,3	23,6	21,7	23,1	24,5
Dicke.	15,2	14,9	17,1	17,5	16,8	16,0	16,8
L: B.	1,11:1	1,11:1	1,15:1	—	1,12:1	—	—
Länge.	± 22,0	± 23,5	31,6	23,9			
Breite.	18,8	20,2	28,5	22,3			
Dicke.	15,0	14,3	21,9	15,3			
L: B.	—	—	1,11:1	1,07:1			

Umriss des Gehäuses oval bis rund, oben zugespitzt. Grösste Breite auf halber Höhe, grösste Dicke ein wenig über dem Niveau der grössten Breite. Die Ventralklappe kräftig gewölbt, die Dorsalklappe ziemlich flach. Der Schnabel gekrümmt. Area schmal, jedoch ziemlich hoch. Der Sinus nur am unteren Ende der Ventralklappe sehr schwach angedeutet. Der Schlossrand kurz und gerade, mit einem leichten Knick in die Kommissur übergehend. Kommissur an den Seiten gerade, unten gegen den Stirnrand der Dorsalklappe vorgebogen. Beide Klappen mit deutlichen Anwachsstreifen. Länge: Breite im Durchschnitt 1,11:1.

Ein Exemplar (Paratyp b, Taf. II, Fig. 14a, b) fällt ein wenig aus dem Rahmen der übrigen Stücke heraus. Länge 18,7, Breite 18,1, Dicke 12,1 mm. Es ist, wie man bei einem Vergleich mit den obigen Massangaben ersieht, etwas kleiner und im Verhältnis zur Länge etwas breiter (L:B = 1,03:1). Sein Schlossrand ist etwas länger und geht mit einem deutlicheren Knick in die Kommissur über als beim Holotyp. In allen übrigen Merkmalen stimmt das Exemplar gut mit dem letzten überein.

Die vorliegende Varietät bildet einen Übergang von den länglichen Formen der *S. rostrata* zu *S. gryphoidea* UHLIG, steht aber in ihrer Gestalt der *S. rostrata* näher. In dem Verhältnis Länge: Breite unterscheidet sie sich deutlich von *gryphoidea* UHLIG und *gryphoidea* UHLIG var. RENZ. Von *S. rostrata* weicht sie in den Maßverhältnissen und dadurch ab, dass Wulst und Sinus nur schwach angedeutet sind. In den Maßverhältnissen entspricht sie der *S. rostrata* (SCHLOTH.) var. B. TSCHAN-YÜN TSCHAU (1931, S. 137), von der sie sich wiederum durch die geringere Höhe der Area und die schmalere Deltidialspalte unterscheidet.

Spiriferina gryphoidea UHLIG var. RENZ

1932 *Spiriferina gryphoidea* UHLIG var. RENZ, Brachiopoden schweiz. u. griech. Lias, S. 25, Taf. I, Fig. 2, 2b.

5 Exemplare. Niefschlucht N- und S-Seite (Schicht P).

Maße in mm:

Länge.	34,7	30,1	31,4	27,8
Breite.	26,2	25,7	27,2	25,5

Dicke	22,7	20,3	—	18,4
L: B	1,32:1	1,17:1	1,15:1	1,09:1

Gehäuse im Umriss länglich-oval, oben zugespitzt. Grösste Breite auf halber Höhe, grösste Dicke ein wenig über dem Niveau der grössten Breite in der oberen Hälfte des Gehäuses. Ventral- und Dorsalklappe glatt, ohne Sinus und Wulst, nur mit schwachen Anwachsstreifen. Ventralklappe stärker gewölbt als die Dorsalklappe. Schnabel sehr stark gekrümmt. Area klein und konkav. Schlossrand kurz und gebogen, ohne Knick in die Kommissur übergehend. Der Wirbel der Dorsalklappe ragt über den Schlossrand empor. Länge: Breite im Durchschnitt 1,18:1.

Die vorliegenden Exemplare stimmen mit den Abbildungen und der Beschreibung überein, welche RENZ von einem Exemplar aus dem unteren Dogger von Korfu gibt. Von *S. gryphoidea* UHLIG (1879, S. 273, Taf. I, Fig. 1—3) unterscheiden sie sich durch ihren weniger hakenförmig gekrümmten Schnabel, ferner durch die dem Wirbel etwas mehr genäherte Maximalbreite. Ausserdem ragt ihr Dorsalwirbel höher empor.

Spiriferina gryphoidea UHLIG var. *niefensis* n. v.

Taf. II, Fig. 15a—c

11 Exemplare, alle ziemlich schlecht erhalten. Niefschlucht N- und S-Seite. Exemplar a ist der Holotyp.

Maße in mm:	Holotyp		
Länge	31,7	27,9	32,5
Breite	± 28,2	24,8	27,0
Dicke	20,6	—	—
L: B	1,13:1	1,11:1	1,20:1

Gehäuse länglich oval, oben zugespitzt. Beide Klappen gewölbt. Grösste Breite ungefähr auf halber Höhe, grösste Dicke in der oberen Hälfte des Gehäuses, ein wenig über dem Niveau der grössten Breite. Schnabel gekrümmt und spitz. Area hoch, mit deutlicher Deltidialspalte. Schlossrand ohne deutlichen Knick in die Kommissur übergehend. Kein Sinus und Wulst, Schale glatt. Die Kommissur gerade, nahe der Stirnregion leicht zur Ventralklappe zurückgebogen. Das Medianseptum der Ventralklappe reicht etwa bis zur Mitte der Klappe herunter.

Die vorliegenden Exemplare haben sehr viel Ähnlichkeit mit *S. gryphoidea* UHLIG, unterscheiden sich jedoch durch ihren etwas weniger stark gekrümmten Schnabel und in dem Verhältnis von Länge zu Breite des Gehäuses (Länge zu Breite im Durchschnitt bei var. *niefensis* 1,15:1, bei *S. gryphoidea* 1,41:1). Von *S. gryphoidea* UHLIG var. RENZ weichen sie durch die geringere Krümmung ihres Schnabels, die grössere Area und den längeren Schlossrand ab. Auch den schlanken Variationen der *S. rostrata* steht die Varietät *niefensis* nahe, unterscheidet sich aber von diesen durch das vollkommene Fehlen von Sinus und Wulst und das Abbiegen der Kommissur zur Ventralklappe.

Spiriferina hartmanni (v. ZIETHEN)

- 1830 *Delthyris Hartmanni* v. ZIETHEN, Verst. Württemberg, S. 50, Taf. XXXVIII, Fig. 1.
 1852 *Spirifer rostratus* DAVIDSON, Brit. Foss. Brachiopoda I, pt. III, S. 20, Taf. II, Fig. 10—12.
 1882 *Spiriferina Hartmanni* DAVIDSON, Brit. Foss. Brachiopoda IV, S. 95, Taf. XI, Fig. 7.
 1885 *Spiriferina Hartmanni* SEGUENZA, Le *Spiriferina messinesi*, S. 463.
 1915 *Spiriferina Hartmanni* ROLLIER, Synopsis Spirobr. jur. Celto-Souabes, S. 64.

3 ziemlich gut und vollständig erhaltene Gehäuse und 2 Bruchstücke. Niefschlucht N- und S-Seite.

Maße in mm:

Länge.	19,3	21,5	19,0
Breite.	20,4	23,0	18,8
Dicke.	14,5	15,0	13,3

Gehäuse im Umriss, rund bis vierseitig. Grösste Breite und Dicke auf halber Höhe. Beide Klappen mässig gewölbt. Ventralklappe mit deutlichem Sinus, Dorsalklappe mit schwachem Wulst. Schnabel wenig gekrümmt. Area breit und hoch. Schlossrand gerade, kaum ein dorsaler Wirbel. Deltidialspalte hoch und deutlich. Die Ventralklappe fast zweimal so gross wie die Dorsalklappe. Der Sinus greift in der Stirnregion mit einer tiefen Zunge in die Dorsalklappe vor. Gehäuse ohne Berippung.

Die von ZIETHEN erwähnte Punktierung ist bei den vorliegenden Exemplaren wahrscheinlich wegen Umkristallisation nicht zu bemerken.

S. hartmanni ist ein variabler Typus, der u. E. der *S. rethica* SEG. (SEGUENZA 1885, S. 401, Taf. XIX, Fig. 7a—c) sehr nahe steht.

Spiriferina cf. darwini GEMM.

Taf. II, Fig. 16a—c, 17a—c.

1882 *Spiriferina Darwini* GEMMELLARO, Fauna giuresi e liasiche d. Sicilia, S. 409, Taf. XXI, Fig. 22—26.

1897 *Spiriferina Darwini* BÖSE, Mittelliasische Brachiopodenfauna d. östl. Nord-Alpen, S. 222.

2 vollständig und ziemlich gut erhaltene Gehäuse. Niefschlucht S-Seite.

Maße in mm:	Exemplar a	Exemplar b
Länge.	16,3	12,8
Breite.	20,0	15,5
Dicke.	14,9	13,3

Gehäuse im vertikalen Medianschnitt umgekehrt spitzbogenförmig, oben durch die senkrecht zur Dorsalklappe stehende Area abgeflacht. Grösste Breite auf halber Höhe, grösste Dicke im oberen Teil des Gehäuses. Ventralklappe in der Quer- und Längsrichtung gewölbt, mit deutlichem Sinus, welcher als Zunge gegen die Dorsalklappe vorspringt. Dorsalklappe in der Längsrichtung nur wenig gewölbt, in der Querrichtung etwas stärker, mit einem schwachen Wulst versehen. Area gross, länger als hoch, leicht konkav, mit breiter Deltidialspalte. Schlossrand vom Dorsalwirbel zu den Arealkanten leicht nach hinten gebogen. Die Kommissur zieht vom Schlossrand zuerst gerade nach unten, biegt dann ungefähr auf halber Höhe zur Ventralklappe ab, um schliesslich mit einem scharfen Knick sich zur Dorsalklappe zu wenden. Gehäuse mit schwachen Streifen verziert.

Beim Exemplar b (Taf. II, Fig. 17a—c) ist das Ende der Zunge, mit welcher der Sinus der Ventralklappe zur Dorsalklappe vorspringt, nicht gerundet wie beim Exemplar a, sondern eckig; ferner ist seine Deltidialspalte schmaler.

Die Übereinstimmung der vorliegenden Exemplare mit *S. darwini* GEMM. geht sehr weit, jedoch ist die Area bei der letzten Art leicht gebogen und die Zunge, mit welcher der Sinus der Ventralklappe zur Dorsalklappe vorgreift, weniger ausgeprägt. *S. darwini* gehört zum Formenkreis von *S. obtusa* OPPEL (OPPEL 1861, S. 542). Der Schnabel von *S. obtusa* ist jedoch stärker eingebogen und die Deltidialspalte schmaler. Von *S. darwini* GEMM. mut. *graeca* RENZ (RENZ 1932, S. 7, Taf. I, Fig. 5a—c) unterscheiden sich die vorliegenden Stücke durch die kürzere Ventralklappe, den weniger spitzen Schnabel, stärkeren Sinus und die breitere Deltidialspalte.

Spiriferina cf. moriconii CAN.

Taf. II, Fig. 18a—b

1883 *Spiriferina Moriconii* CANAVARI, Contr. III, Conosc. d. Brachiopodi d. strati a Ter. asp. S. 79. Taf. IX, Fig. a—d.

1 ziemlich schlecht erhaltenes, etwas beschädigtes Gehäuse. Niefschlucht N-Seite.

Gehäuse im Umriss oval. Länge $\pm$ 21,3, Breite 17,9, Dicke 15,4 mm. Grösste Breite ein wenig unter der halben Höhe, grösste Dicke im oberen Teil des Gehäuses. Die Ventralklappe kräftig gewölbt, mit breitem, gekrümmtem Schnabel. Die Dorsalklappe mässig gewölbt, mit breitem, sich emporhebendem Wirbel. Klappen ohne Sinus und Wulst. Der Schlossrand leicht gebogen, etwa halb so lang wie das Gehäuse breit. Area deutlich und stark konkav; Arealkanten scharf. Der Schlossrand geht mit deutlichem Knick in die Kommissur über. Schlossrand und Kommissur bis zum untersten Teil des Gehäuses gerade. Gehäuse ohne Berippung, aber mit schwachen Anwachsstreifen.

Das vorliegende Exemplar ist der *S. moriconii* sehr ähnlich, jedoch ist die letzte bedeutend kleiner. *S. moriconii* gehört zum Formenkreis der *S. alpina*, unterscheidet sich jedoch von dieser durch die kräftigere Krümmung des Wirbels, die leichte Biegung des Schlossrandes und die die Breite übertreffende Länge des Gehäuses.

Spiriferina seranensis n. sp.

Taf. II, Fig. 19a—c

1 ziemlich gut erhaltenes Gehäuse, der Holotypus. Niefschlucht S-Seite.

Gehäuse im Umriss fast kreisrund. Länge 25,6, Breite 24,8, Dicke 15,4 mm. Grösste Breite auf halber Höhe, grösste Dicke ein wenig über dem Niveau der grössten Breite. Ventralklappe gewölbt, nur im untersten Teil mit einer sehr schwachen Andeutung eines Sinus. Dorsalklappe mässig gewölbt, ohne Wulst. Der Schnabel spitz und kräftig gekrümmt. Area niedrig und konkav. Schlossrand kurz und leicht gebogen, ohne Knick in die Kommissur übergehend. Kommissur an den Seiten gerade, nur im untersten Teil des Gehäuses ein wenig gegen die Ventralklappe vorgebogen. Beide Klappen mit schwachen Spuren einer Berippung. Schalenoberfläche fein punktiert und mit deutlichen Anwachsstreifen versehen.

Das vorliegende Exemplar gehört zum Formenkreis der *S. rostrata* und bildet einen Übergang zu *S. alpina*. Es steht der *S. alpina* OPPEL var. *falloti* CORROY (CORROY 1927, S. 10) sehr nahe, unterscheidet sich jedoch von dieser durch seinen spitzeren Schnabel, die nur sehr schwache Andeutung eines Sinus (der bei var. *falloti* allerdings auch schwach ist), seinen kürzeren Schlossrand und seine kleinere Gestalt. Von *S. rostrata* unterscheidet sich die neue Art durch ihre niedrige Area, ihre wenig gewölbte Dorsalklappe und ihren kürzeren und leicht gebogenen Schlossrand. Ferner ist die Ventralklappe von *S. rostrata* im Gegensatz zu derjenigen von *S. seranensis* viel länger als die Dorsalklappe. Von *S. alpina* weicht *S. seranensis* durch ihren stärker gekrümmten Schnabel, die Andeutung eines Sinus und ihren kurzen, leicht gebogenen Schlossrand ab. *S. seranensis* unterscheidet sich ferner von allen oben aufgeführten Formen, durch ihre allerdings nur äusserst schwach entwickelte Berippung.

Spiriferina alpina OPPEL

1861 *Spiriferina alpina* OPPEL, Brachiopoden des unteren Lias, S. 541, Taf. XI, Fig. 5a—c.

1879 *S. alpina* NEUMAYER, Zur Kenntnis der Fauna d. untersten Lias in den Nordalpen, S. 9, Taf. I, Fig. 4.

- 1883 *S. alpina* CANAVARI, Alla conosc. d. Brachiopodi d. strati. a Ter. Asp., S. 78, Taf. IX, Fig. 3.
 1885 *S. compressa* SEGUENZA, Le Spiriferina messinesi, S. 547, Taf. XX, Fig. 6.
 1885 *S. alpina* SEGUENZA, ibid. S. 410.
 1885 *S. cantianensis* CAN. var. *tauromensis* SEGUENZA, ibid. S. 458, Taf. XX, Fig. 7.
 1886 *S. alpina* ROTHPLETZ, Geol.-pal. Monogr. der Vilser-Alpen, S. 24.
 1894 *S. alpina* FUCINI, Fauna d. Calcari bianchi ceroide d. Monte Pisano, S. 34, Taf. VI, Fig. 10.
 Non 1906 *S. alpina* DAL PIAZ, Sulla Fauna Liasica d. Trance d. Sospirolo, S. 11, Taf. I, Fig. 1.
 1910 *S. alpina* VINASSA D. REGNÝ, Foss. mesoz. d. Prealpi del Arzino, S. 179 u. 188.
 1910 *S. alpina* PRINCIPI, Brachiopodi d. Lias medio d. Castel del Monte, S. 66.
 1927 *S. alpina* CORROY, Les Spiriferidés d. Lias europ., S. 9, Taf. I, Fig. 6—8.
 1932 *S. alpina* var. *Falloti* RENZ, Brachiopoden d. schweiz. und westgriech. Lias, S. 21, Taf. I, Fig. 6.

1 nur mässig gut erhaltenes Gehäuse. Niefschlucht S-Seite (Schicht P).

Das Exemplar ist 23,2 mm lang, 24,9 mm breit, 17,3 mm dick, im Umriss oval bis rund. Grösste Breite ungefähr auf halber Höhe, grösste Dicke ein wenig über dem Niveau der grössten Breite. Ventralklappe kräftig gewölbt, Dorsalklappe ziemlich flach. Kein Sinus und Wulst. Schlossrand gerade. Area gross und leicht konkav. Schnabel nur wenig gekrümmt und ziemlich weit vom Wirbel der Dorsalklappe entfernt. Der Schlossrand geht mit einem Knick in die Kommissur über, welche von oben bis unten gerade verläuft.

Spiriferina alpina OPPEL var. *dettingmeyeri* n. v.

Taf. II, Fig. 20a—c, 21a—d

2 ziemlich gut erhaltene Gehäuse. Niefschlucht N- und S-Seite.

Maße in mm:	Holotyp	Paratyp
Länge.	32,5	± 26,6
Breite.	31,0	22,9
Dicke.	19,5	16,4

Der Holotyp (Taf. II, Fig. 20a—c): Gehäuse im Umriss fast kreisrund. Grösste Breite auf halber Höhe, grösste Dicke ein wenig über dem Niveau der grössten Breite. Die Ventralklappe mässig gewölbt, ohne Sinus. Die Dorsalklappe schwach bis leicht gewölbt, im Umriss kreisrund, der Schnabel ziemlich kräftig und gekrümmt. Die Area niedrig. Der Schlossrand sehr kurz und ohne Knick in die Kommissur übergehend. Kommissur vom Schlossrand bis unten gerade. Klappen ohne Rippen, nur mit Anwachsstreifen versehen.

Der Paratyp (Taf. II, Fig. 21a—d) unterscheidet sich vom Holotyp durch seine geringere Grösse und seine etwas höhere Area.

S. alpina var. *dettingmeyeri* gehört nach der Ausbildung ihrer Ventral- und Dorsalklappe und durch das Fehlen eines Sinus in den Kreis der *S. alpina*, unterscheidet sich jedoch von dieser durch ihren kräftiger gekrümmten Schnabel, die niedrigere, stärker gebogene Area und den kürzeren Schlossrand. Sie hat viel Ähnlichkeit mit *S. alpina* OPPEL var. *telemachi* RENZ (RENZ 1932, S. 23, Taf. III, Fig. 1a, b) aus dem Oberlias der Insel Ithaka (Griechenland), von der sie sich durch die wesentlich geringere Wölbung der Dorsalklappe und kräftigere Ausbildung des Schnabels unterscheidet.

Spiriferina n. sp. aff. *alpina* OPPEL

Taf. II, Fig. 22a—c

1 etwas beschädigtes Exemplar. Niefschlucht S-Seite (Schicht P).

Gehäuse im Umriss quer-oval. Länge ± 21,6, Breite 22,0, Dicke 13,2 mm. Grösste Breite ungefähr auf halber Höhe des Gehäuses, grösste Dicke ein wenig

über dem Niveau der grössten Breite. Ventralklappe gewölbt, Dorsalklappe mässig gewölbt bis flach. Die Ventralklappe im unteren Teil mit einem sehr schwachen Sinus, die Dorsalklappe mit einem sehr schwachen Wulst. Schnabel wenig gekrümmt. Schlossrand gerade, ungefähr halb so lang wie das Gehäuse breit, mit deutlichem Knick in die Kommissur übergehend. Area ziemlich gross, leicht konkav, mit breiter Deltidialspalte; Arealkanten scharf. Die Kommissur buchtet sich auf halber Länge der Dorsalklappe leicht zu dieser aus, um danach im Bereich des Sinus zum zweiten Male gegen die Dorsalklappe vorzuspringen. Ein Medianseptum läuft vom Wirbel bis zur halben Höhe der Ventralklappe. Beide Klappen glatt, mit deutlichen Anwachsstreifen.

Das vorliegende Exemplar unterscheidet sich durch den Verlauf seiner Kommissur, den Besitz eines Sinus und Wulstes und die stärkere Zurückbiegung seines Ventralwirbels von *S. alpina*, mit welcher es im übrigen durch seinen wenig gebogenen Schnabel und seine grosse Area eine grosse Ähnlichkeit besitzt. In dem Vorhandensein eines schwachen Sinus und einer gebogenen Kommissur bildet es einen Übergang zu der sinuierten *rostrata*-Gruppe.

Spiriferina cf. alpina OPPEL

Taf. II, Fig. 23a—c

1861 *Spiriferina alpina* OPPEL, Brachiopoden d. unt. Lias, S. 541, Taf. XI, Fig. 5a—c.

Weitere Synonyma siehe S. 17—18.

4 unvollständig erhaltene Gehäuse. Niefschlucht N- und S-Seite (Schicht P).

Die vorliegenden Exemplare können wegen ihrer ungenügenden Erhaltung nur mit Vorbehalt zu *S. alpina* gestellt werden. Das am besten erhaltene Exemplar, 21,2 mm lang, 19,8 mm breit und 13,2 mm dick, ist im Umriss oval bis rund. Grösste Breite ein wenig unter der halben Höhe, grösste Dicke ein wenig über der halben Höhe des Gehäuses. Die Ventralklappe kräftig, die Dorsalklappe nur wenig gewölbt. Kein Sinus und kein Wulst. Der Schnabel breit und gekrümmt. Der Schlossrand ziemlich kurz (7,4 mm) und gerade; der Dorsalwirbel hebt sich deutlich über ihn empor. Area deutlich, jedoch nicht sehr hoch. Der Schlossrand durch einen deutlichen Knick von der Kommissur getrennt. Kommissur vom Schlossrand bis zum untersten Teil des Gehäuses gerade. Das Medianseptum der Ventralklappe reicht vom Wirbel bis zur halben Höhe der Klappe. Keine Spur von Rippen, auf der Ventralklappe jedoch feine, deutliche Anwachsstreifen.

Das Stück unterscheidet sich von *S. alpina* OPPEL durch seinen vom Wirbel der Dorsalklappe weniger weit abstehenden Schnabel und den im Verhältnis zur Breite des Gehäuses etwas kürzeren Schlossrand.

Spiriferina krumbecki n. sp.

Taf. III, Fig. 24a—d, 25a—c, 26

8 Exemplare, hierunter 3 gut und vollständig erhaltene Gehäuse. Niefschlucht N- und S-Seite (Schicht P).

Maße in mm:	Holotyp		
Länge.	± 28,3	25,0	± 32,3
Breite.	33,0	27,0	38,8
Dicke.	18,7	16,5	20,0

Gehäuse im Umriss breit-elliptisch. Grösste Breite ungefähr auf halber Höhe, grösste Dicke ein wenig über dem Niveau der grössten Breite. Beide Klappen konvex, die Ventralklappe kräftiger gewölbt als die Dorsalklappe. Ventralklappe mit einem schwachen, aber deutlichem, breitem Sinus; Dorsalklappe mit schwachem

Wulst. Schnabel nur wenig gebogen. Area länger als hoch, mit breiter Deltidialspalte. Schlossrand gerade, länger als die halbe Breite des Gehäuses. Kommissur an den Seiten gerade, an der Stirn gegen die Dorsalklappe ausgebuchtet. In der Stirnregion sind deutliche Anwachsstreifen sichtbar; die Ventralklappe zeigt Spuren einer schwachen Berippung. Die Klappen sind sehr fein punktiert.

Die vorliegenden Exemplare stehen *S. semicircularis* BÖSE (BÖSE 1897, S. 419, Taf. XVI, Fig. 15 u. 16) nahe, unterscheiden sich jedoch in ihren Maßverhältnissen und durch ihre Berippung; auch sind Sinus und Wulst nicht ausgeprägt asymmetrisch wie bei *S. semicircularis*. Nahe verwandt ist ferner *S. rethica* SEG. (SEGUENZA 1885, S. 401, Taf. XIX, Fig. 7a, b), die aber keine Spur von Berippung zeigt, eine grosse, stärker gewölbte Ventralklappe und einen ausgeprägteren Wulst besitzt.

Spiriferina retziaeformis n. sp.

Taf. III, Fig. 27a—d

1 gut und vollständig erhaltenes Gehäuse, der Holotypus. Niefschlucht S-Seite (Schicht P).

Gehäuse im Umriss gerundet vierseitig. Länge 11,3, Breite 11,0, Dicke 8,2 mm. Grösste Breite und grösste Dicke ein wenig unter dem Schlossrand. Area schwach konkav, fast ebenso lang wie das Gehäuse breit und ungefähr halb so hoch wie das Gehäuse lang. Die Ventralklappe in der Längsrichtung mässig, in der Querrichtung kräftig gewölbt, mit einem tiefen Sinus, der keilförmig gegen die Dorsalklappe vorspringt und dessen Ränder am Stirnrand mit einem Winkel von ca. 90° zusammentreffen. Der Sinus ohne Rippen; die Flanken der Ventralklappe mit je 5 kantigen Rippen, welche durch ebenso breite Furchen getrennt sind. Die Dorsalklappe in der Längsrichtung mässig, in der Querrichtung kräftiger gewölbt. Ihr Wulst besteht aus einer einzigen, hohen und breiten, kantigen Rippe, welche sich wie die Flankenrippen kurz vor dem Wirbel stark abschwächt. Die Flanken der Dorsalklappe mit je 4 Rippen. Schlossrand fast gerade. Die Arealanten bilden einen Winkel von fast 90°. Die Kommissur ist den Rippen entsprechend gezackt; sie verläuft, von der Seite gesehen, vom Schlossrand bis zur dritten Rippe der Ventralklappe geradlinig und schräge, von der dritten bis zur fünften Rippe senkrecht nach unten, um schliesslich scharf zur Dorsalklappe vorzubiegen. Beide Klappen zeigen einen unregelmässigen Wechsel von groben und feinen, wie Dachziegel aufeinander folgenden Anwachsstreifen.

Das vorliegende Exemplar zeigt eine weitgehende Ähnlichkeit mit *S. molukkana* BOEHM (BOEHM 1907, S. 300, Taf. IX, Fig. 4a—c) aus der Obertrias von Ambon, unterscheidet sich jedoch von dieser durch seine weniger hohe und weniger spitze Area. Ausserdem ist der Wirbel von *S. molukkana* leicht zur Seite gebogen. Von den europäischen Arten stehen manche Formen der nach DAVIDSON sehr variablen *S. münsterii* DAV. nahe (DAVIDSON 1852, S. 26, Taf. III, Fig. 4, 5, 6). *S. münsterii* besitzt aber Falten statt Rippen, Falten, die sich in der Wirbelregion der Dorsalklappe nicht abschwächen. Auch ist *S. münsterii* eine grössere Art.

Terebratulidae KING

Terebratula LHWYD 1699

Terebratula sp. ind.

Taf. III, Fig. 28a, b

1 ziemlich schlecht und unvollständig erhaltenes Exemplar. Niefschlucht S-Seite (Schicht P).

Gehäuse im Umriss wahrscheinlich länglich oval. Beide Klappen in der Längs- und Querrichtung konvex, die Ventralklappen stärker konvex als die Dorsalklappe. Die Ventralklappe mit ziemlich langen Arealkanten und stark gekrümmtem Wirbel. Schnabelloch ziemlich klein. Die Dorsalklappe mit einem kurzen Medianseptum. Schale punktiert.

Das vorliegende Stück hat am meisten Ähnlichkeit mit der von QUENSTEDT als *Terebratula psilonoti* (QUENSTEDT 1858, S. 50, Taf. 4, Fig. 21 und 1871, S. 329, Taf. 46, Fig. 58) beschriebenen, später von NEUMAYER (1879, S. 11) mit *T. perforata* PIETTE identifizierte Form aus dem unteren Lias, welche wie unser Stück ein relativ kleines Schnabelloch und die gleiche Arealkante besitzt. Eine sichere Zuordnung zu dieser oder anderen ähnlichen Formen mit geradem und scharfem Stirnrand ist aber schon deshalb nicht möglich, weil der Stirnrand am vorliegenden Stück nicht erhalten ist. Der Holotypus der *T. perforata* (PIETTE 1856, S. 206, Taf. 10, Fig. 1a, b) ist stärker zugespitzt als die von NEUMAYER (1879, Taf. I, Fig. 7 u. 8) abgebildeten Stücke, mit welchen das vorliegende Exemplar in der äusseren Gestalt besser übereinstimmt als mit dem ersten. Das vorliegende Stück besitzt ferner eine grosse Ähnlichkeit mit *T. cfr. sublagenalis* (QUENSTEDT 1871, S. 327, Taf. 46, Fig. 50) und mit *T. ovatissima* (QUENSTEDT 1858, S. 75, Taf. IX, Fig. 1—3 und 1871, S. 328, Taf. 46, Fig. 54—57), die jedoch ein grösseres Schnabelloch haben. *T. ovatissima* ist ausserdem stärker gerundet.

Terebratula? cf. punctata Sow.

Taf. III, Fig. 29a, b

- 1812 *T. punctata* SOWERBY, Min. Conch. I, p. 46, pl. 15, Fig. 4.
 1836 *T. sub-ovoidea* RÖMER, Ool. Geb., Taf. II, Fig. 9.
 1852 *T. punctata* DAVIDSON, Brit. Foss. Brachiopoda I, pt. 3, p. 45, pl. VI, Fig. 1—6.
 1852 *T. subpunctata* DAVIDSON, ibid., p. 46, pl. V, Fig. 7—10, 12.
 1854 *T. sub-ovoidea* OPPEL, Mittl. Lias Schwabens, Taf. IV, Fig. 1.
 1856 *T. sinemuriensis* OPPEL, Juraformation, S. 107.
 1861 *T. sinemuriensis* OPPEL, Brachiopoden des unt. Lias, S. 534, Taf. X, Fig. 2a—c.
 1863 *T. punctata* DESLONGCHAMPS E., Études crit. Brachiopodes, S. 160, pl. 12, fig. 3, pl. 40, fig. 1—9, pl. 41, fig. 1 u. 2.
 1886 *T. punctata* ROTHPLETZ, Monogr. der Vilser Alpen, S. 109.
 1891 *T. punctata* HAAS, Brachiop. rhéth. et jurass. S. 145, Taf. XI, Fig. 12.
 1916 *T. punctata* ROLLIER, Synopsis des Spiropr. jurass. Celto-Souabes, S. 193 u. 195.

4 schlecht erhaltene Exemplare. Niefschlucht N- und S-Seite.

Maße in mm:

Länge.	31,8	35,9	—	14,5
Breite.	—	30,0	34,1	14,5
Dicke.	16,4	16,8	17,9	7,7

Gehäuse im Umriss länglich-oval, bikonvex. Beide Klappen fast gleich gross. Grösste Breite auf halber Höhe des Gehäuses (Exemplare a u. d) oder ein wenig unter diesem Niveau (Exemplar b). Beide Wirbel gekrümmt. Stielöffnung klein. Anscheinend kein Deltidium sectans. Der Ventralwirbel ragt nur sehr wenig über den Dorsalwirbel empor. Der Schlossrand biegt sich bis zu etwa $\frac{1}{4}$ der Gehäusehöhe herab und geht dann in die geradlinig nach unten verlaufende Kommissur über. Die Stirnkanten bilden sehr scharfe Winkel. Klappen glatt.

LAMELLIBRANCHIATA

Astartidae GRAY*Astartidae* g. n. ? et sp. n. ind.

Taf. III, Fig. 30a, b

1 mässig erhaltene linke Klappe und 5 schlecht erhaltene Bruchstücke von linken und rechten Klappen. Niefschlucht S-Seite (Schicht P).

Die linke Klappe im Umriss gerundet dreiseitig, in der Längs- und Querrichtung kräftig gewölbt. Höhe ergänzt ca. 18, Länge 18,3, Dicke 8,2 mm. Grösste Länge ein wenig unter, grösste Dicke ein wenig über der halben Höhe. Wirbel stark gekrümmt und nach vorne gedreht. Vorne unter dem Wirbel eine kurze, tief ausgehöhlte Lunula. Auf der Innenseite der Klappe unter dem Vorderende der Lunula ein kräftiger Muskeleindruck (? Fussmuskeleindruck). Unter dem Wirbel liegt, vorne durch die Lunula begrenzt, eine löffelartige Zahngrube, die sich nach unten verbreitert. Von Zähnen und Seitenzähnen ist vielleicht infolge der mangelhaften Erhaltung nichts zu bemerken. Die Skulptur besteht aus breiten, flachen durch scharfe schmale Furchen getrennten, konzentrischen und aus schmalen, dicht gedrängten, im wesentlichen auf den hinteren und mittleren Schalenteil beschränkten, radialen Rippen.

Die erkennbaren Merkmale lassen in erster Linie an einen Vertreter der *Astartidae* denken. Die tiefe Lunula und die Zahngrube unter dem Wirbel erinnern vor allem an die Gattung *Opis*, während die Skulptur *Cardita* ähnlich ist.

GASTROPODA

Pleurotomariidae D'ORB.*Pleurotomaria* SOWERBY 1821*Pleurotomaria* n. sp. 1

Fig. 4.

Fig. 4. *Pleurotomaria* n. sp. 1. $\times 0,7$.

1 ziemlich schlecht und unvollständig erhaltenes Gehäuse. Niefschlucht N-Seite.

Gehäuse gross, kegelförmig, an der Spitze abgebrochen, im übrigen aus 6 flachen bis konvexen, durch ziemlich tiefe Nähte getrennten Windungen bestehend; die zwei untersten Windungen etwas stärker gewölbt als die oberen. Apikalwinkel 53° . Das Schlitzband liegt nur ein wenig über der Naht, auf ein Viertel der Höhe eines Umganges; es ist konvex gewölbt und beiderseits von einer seichten Furche begleitet. Die Windungen sind mit deutlichem Spiralstreifen versehen und nehmen allmählich an Grösse zu. Die Spiralstreifen sind kräftig und gerundet, folgen dicht aufeinander und sind durch schmalere Furchen getrennt. Die Unterseite ist ziemlich deutlich genabelt und mit Spiralstreifen versehen. Die Mundöffnung ist nicht erhalten.

Das vorliegende Exemplar ist der *P. alimena* D'ORB. (D'ORBIGNY 1850, S. 462, Taf. 377) aus dem Bajocien ähnlich, unterscheidet sich jedoch von dieser hauptsächlich durch die Lage des Schlitzbandes, das bei dem vorliegenden Exemplar nur ein wenig über der Naht liegt, bei *P. alimena* D'ORB. hingegen ungefähr auf halber Höhe der Windung. Es gehört wahrscheinlich zu einer neuen Art, von deren Benennung wegen der ungenügenden Erhaltung abgesehen werden soll.

Pleurotomaria sp. aff. *mutabilis* DESL. var. *corrugata* DESL.

Taf. III, Fig. 35

1 mässig erhaltenes Exemplar. Niefschlucht N-Seite.

Gehäuse mässig gross, kegelförmig, mit mindestens 5, meist sehr langsam an Höhe zunehmenden und durch seichte Nähte getrennten Windungen. Die Windungen tragen neben der unteren Kante einen kräftigen, gerundeten, mit Knötchen verzierten Kiel. Unmittelbar über dem Kiel liegt das schmale Schlitzband, welches unten von einer feinen, oben von einer gröberen Spiralleiste begrenzt wird. Zwischen dem Schlitzband und der oberen Naht folgen 8 feine, teilweise schwach beknotete Spiralstreifen. Die Unterseite ist annähernd flach, steht $\pm$ senkrecht auf der Achse des Gehäuses und fällt erst in ziemlicher Entfernung vom Schalenrande zu einem Nabel ab. Sie ist mit Spiralstreifen versehen, die von deutlichen Anwachsstreifen gekreuzt werden.

Das vorliegende Exemplar ist *P. mutabilis* DESL. var. *corrugata* DESL. (DESLONGCHAMPS 1848, p. 108, pl. X, Fig. 18a, b) aus dem unteren Dogger von Calvados sehr ähnlich, unterscheidet sich aber von dieser deutlich durch das Fehlen der für die genannte Varietät bezeichnenden Querfalten und durch das Fehlen des unverzierten Bandes auf der Unterseite. Auch *P. decipiens* var. *nodulosa* (DESLONGCHAMPS 1848, p. 122, pl. X, fig. 6) aus dem Oberlias von Calvados ist in der Gestalt und Skulptur ähnlich, jedoch liegt ihr Schlitzband viel höher über dem Kiel als beim vorliegenden Stück.

Pleurotomaria n. sp. 2

Taf. III, Fig. 36

1 stark inkrustiertes, aber ziemlich vollständiges Exemplar. Niefschlucht N-Seite.

Gehäuse ziemlich klein, kegelförmig. Die Windungen nehmen nur ganz allmählich an Höhe zu. Die unterste Windung zeigt am unteren und oberen Rand eine Knotenreihe und zwischen den beiden Knotenreihen einen Spiralkiel. Ob das Schlitzband auf oder unter diesem Kiel liegt, ist nicht festzustellen. Die Unterseite ist leicht konvex, ungenabelt und spiralgestreift, die Mundöffnung gross und wahrscheinlich vierseitig.

Das vorliegende Exemplar hat einige Ähnlichkeit mit *P. precatória* DESL. (DESLONGCHAMPS 1848, p. 86), die jedoch wesentlich kleiner ist und eine $\pm$ dreiseitige Mundöffnung besitzt.

Pleurotomaria sp. ind.

1 schlecht erhaltenes Exemplar (Steinkern mit teilweise erhaltener Schale). Niefschlucht S-Seite (Schicht P).

Gehäuse kegelförmig, 53 mm hoch, mit mehr als 5 flachen Windungen und nur wenig vertieften Nähten. Apikalwinkel ungefähr 48° . Das Schlitzband liegt auf einem Drittel der Höhe einer Windung über der Naht, auf dem Steinkern durch eine schmale kaum sichtbare Wölbung angedeutet, und wird wahrscheinlich beiderseits von einer Furche begleitet. Die Unterseite der Endwindung ist schwach konkav und eng genabelt. Die Skulptur ist nur auf der Unterseite gut erhalten und besteht aus feinen, gerundeten, dichtgedrängten Spiralstreifen, welche von deutlichen Anwachsstreifen schräg gekreuzt werden. Mundöffnung nicht erhalten.

Euomphalidae DE KONINCK

Discohelix DUNKER 1848

Discohelix sp. aff. *scacchii* (GEMM.)

Taf. III, Fig. 31

3 Steinkerne, stellenweise mit Schalenresten. Niefschlucht, N-Seite und S-Seite (Schicht P).

Das abgebildete Stück ist 21,5 mm breit, 5 mm hoch, scheibenförmig und linksgewunden. Es sind 5 (? 6) Windungen vorhanden, die in einer Ebene liegen. Die Oberseite sinkt schon von der letzten Windung zu einer tiefen Aushöhlung ein. Die Windungen sind im Querschnitt gerundet vierseitig und von den gerundeten Seiten kantig abgesetzt; die letzten gehen mit einer allmählichen Rundung in die flache Oberseite über. Die Windungen sind durch ziemlich tiefe Nähte getrennt. Die Kante zwischen der Unterseite und den Seiten der Windungen tritt an beschalteten Stücken als schwacher Kiel heraus, wie an einer Stelle, an welcher die Schale erhalten ist, zu sehen ist. Mundöffnung nicht erhalten.

Die vorliegenden Exemplare stimmen im Habitus, in der Grösse und in der Zahl der Windungen gut mit *Bifrontia scacchii* GEMM. (GEMMELLARO 1882, S. 363, Taf. XXVII, Fig. 55—59, Taf. XXVIII, Fig. 5 u. 6) überein, unterscheiden sich aber von dieser dadurch, dass die Seiten in vollkommener Rundung in die Oberseite der Windungen übergehen und nicht wie bei *D. scacchii* durch eine scharfe Kante von den letzten abgesetzt sind. Ausserdem besitzt *D. scacchii* auf den inneren Windungen der Oberseite Knötchen, die hier zu fehlen scheinen. Allerdings sind die vorliegenden Stücke zu ungenügend erhalten, um das Fehlen der Knötchen mit Sicherheit feststellen zu können.

Discohelix sp. ind.

Taf. III, Fig. 32

1 ziemlich vollständiger Steinkern. Niefschlucht S-Seite.

Gehäuse 34 mm breit und 11 mm hoch, scheibenförmig, linksgewunden und aus mindestens 3 Windungen zusammengesetzt, auf der Ober- und Unterseite eingesenkt, auf der Oberseite anscheinend etwas stärker als auf der Unterseite. Die Einsenkung ist so, dass die Windungen in einer Ebene nach innen zu abfallen. Der Aussenrand ist an der Unterseite kantig, an der Oberseite mehr gerundet.

Das vorliegende Stück ist im Habitus, in der Grösse und vor allem in dem Vorhandensein einer Einsenkung sowohl auf der Ober- als Unterseite der *Discohelix subaequalis* (D'ORB.), (D'ORBIGNY 1850, S. 311, Taf. 322, Fig. 8—11) aus dem Bajocien der Vendée ähnlich, jedoch sind seine Windungen weniger kantig. Auch *Discohelix thyrrrena* SIM. (SIMONELLI 1883, S. 115, Taf. 19, Fig. 4) aus dem unteren Lias der Campiglia Marittima hat einige Ähnlichkeit, ist aber auf der Unterseite statt eingesenkt ziemlich abgeflacht.

Coelostylinidae COSSMANN 1909

Coelostylinina KITTL 1894

Coelostylinina sp. ind.

Taf. III, Fig. 33

1 ziemlich vollständiger Steinkern; Spitze abgebrochen. Niefschlucht S-Seite (Schicht P).

Gehäuse 17 mm lang, turmförmig, mit mehr als 5 Windungen. Die Windungen nehmen rasch an Höhe zu, sind leicht gewölbt und durch tiefe Nähte getrennt. Die Höhe der Endwindung beträgt ungefähr ein Drittel der Gehäusehöhe. Mundöffnung ganzrandig, eiförmig, nach unten verschmälert.

Protorcula KITTL 1894

Protorcula ? sp. ind.

Taf. III, Fig. 34

1 aus den beiden letzten Windungen bestehender Steinkern mit zum Teil stark umkristallisierten Schalenresten. Niefschlucht S-Seite.

Die Endwindung ist gewölbt und durch eine seichte Naht von der vorletzten Windung getrennt. Die Basis der Endwindung ist schwach konkav, umgekehrt kegelförmig, ungenabelt und durch einen Spiralkiel und eine über diesem liegende gleich kräftige Spiralfurche von dem übrigen konvexen Teil der Endwindung deutlich abgesetzt. Mündung verlängert, drei- bis vierseitig, an der Basis beschädigt. Aussenlippe unten kurz ausgestülpt. Spindel gerade und senkrecht.

Nach der ungenabelten und mit einem kräftigen Kiel versehenen Unterseite könnte dieses Stück zu der Gattung *Protorcula* gehören, jedoch weicht es von den bisher beschriebenen Vertretern dieser Gattung durch seine konvexen Umgänge und das Vorhandensein von nur einem Kiel auf den Windungen ab.

Literaturverzeichnis

- BOEHM, G. (1907): *Geologische Mitteilungen aus dem Indo-Australischen Archipel VI. Vorjurassische Brachiopoden von Ambon. c. Jura von Rotti, Timor, Babar und Buru*. Neues Jb. Min. usw. B. B. 25.
- BÖSE, E. (1897): *Mittelliassische Brachiopodenfauna der östlichen N.-Alpen*. Palaeontographica 44.
- BROUWER, H. A. (1919): *Geologische onderzoekingen in Oost-Ceram*. Tydschr. Kon. Ned. Aardr. Gen. 36, 1919.
- CANAVARI, M. (1880): *I Brachiopodi degli Strati a Terebratula Aspasia Mgh. nell'Apennino Centrale*. Reale Accad. Lincei, Roma.
- CANAVARI, M. (1880): *La Montagna d. Suavicino*. Boll. Com. Geol. d'Italia, 11.
- (1883): *Contribuzione III alla conoscenza dei Brachiopodi degli Strati a Terebratula Aspasia Mgh. nell'Apennino centrale*. Atti Soc. Toscana, Sc. nat. 6, 70—110, Taf. IX—XI.
- CORROY, G. (1927): *Les Spiriferides du Lias européen et principalement du Lias de Lorraine et d'Alsace*. Ann. Paléont. 16.

- DACQUÉ, E. (1934): *Wirbellose des Jura*. In: GÜRICH, *Leitfossilien*. Berlin (Borntraeger).
- DAL PIAZ, G. (1906): *Sulla Fauna Liasica della Tranze di Sospirolo*. Mém. Soc. paléont. suisse, 33.
- DAVIDSON, TH. (1852): *Monograph of British fossil Brachiopoda I*. Palaeontograph. Soc. London.
- (1882): *Monograph of British fossil Brachiopoda IV*. Palaeontograph. Soc. London.
- DESLONGCHAMPS, E. (1863): *Etudes critiques sur des Brachiopodes nouveaux ou peu connus*. Bull. Soc. linnéenne Normandie, IX.
- DESLONGCHAMPS, J. A. (1848): *Mémoires sur les Pleurotomaires des Terrains secondaires du Calvados*. Mém. Soc. linnéenne Normandie, 8.
- FUCINI, A. (1894): *Fauna dei Calcari bianchi ceroidi con Phylloceras cylindricum Sow. sp. del Monte Pisano*.
- GEMMELLARO, G. G. (1872—1882): *Sopra alcune Fauna Giuresi e Liasiche di Sicilia*. Palermo.
3. *Sopra i fossili della zona con Terebratula Aspasia Mgh. della provincia di Palermo e di Trapani*. 1874.
- HAAS, H. (1884): *Beiträge zur Kenntnis der liassischen Brachiopodenfauna von Süd-Tyrol und Venetien*.
- (1884): *Brachiopodes rhétiens et jurassiques des Alpes Vaudoises*. Mém. Soc. paléont. Suisse, 11.
- (1889): *Kritische Beiträge zur Kenntnis der jurassischen Brachiopodenfauna des schweizerischen Juragebirges und seiner angrenzenden Landesteile*. Abh. Schweiz. paläont. Ges. 16.
- (1891): *Etude monographique et critique des Brachiopodes rhétiens et jurassiques des Alpes Vaudoises*. III Part. Mém. Soc. paléont. suisse, 18.
- HAAS & PETRI, C. (1882): *Brachiopoden der Juraformation von Elsass-Lothringen*. Abh. geol. Spezialkarte Elsass-Lothringen.
- JAWORSKI, E. (1927): *Obertriadische Brachiopoden von Ambon*. Jaarb. v. h. Mynwezen Ned.-Indië. Verh. 3. 1926. ('s Gravenhage).
- KRUMBECK, L. (1922): *Zur Kenntnis des Juras der Insel Roti*. Jaarb. v. h. Mynwezen 1920. Verh. III. Leiden.
- (1924): *Die Brachiopoden, Lamellibranchiaten und Gastropoden der Trias von Timor II*. Paläont. Timor. 13, Abh. 22.
- MUIR-WOOD, H. (1936): *A Monograph on the Brachiopodes of the British Great Oolite Series*. Pt. I. Palaeontogr. Soc. London.
- NEUMAYER, M. (1879): *Zur Kenntnis der Fauna des untersten Lias in den Nord-Alpen*. Abh. k. k. geol. Reichsanst. 7.
- OPPEL, A. (1853): *Der mittlere Lias Schwabens*. Stuttgart.
- (1856—1858): *Die Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestlichen Deutschland*. Stuttgart.
- (1861): *Über die Brachiopoden des unteren Lias*. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 13.
- D'ORBIGNY, A. (1850): *Paléontologie française. Terrains jurassiques II*. Paris.
- PANNEKOEK, A. J. (1931): *Brachiopoda*. Leid'sche Geol. Med. 5 (Feestbundel Martin).
- PIETTE, E. (1856): *Notice sur les grès d'Aiglement et de Rimogne*. Bull. Soc. géol. franç., [2], 13.
- PRINCIPI, P. (1910): *Brachiopodi del Lias medio de Castel del Monte*. Riv. Ital. paleont. 16, S. 63—88. 3 Taf.
- QUENSTEDT, F. A. (1858): *Jura*. Tübingen.
- (1867): *Handbuch der Petrefaktenkunde*. 2. Aufl. Tübingen.
- (1871): *Petrefaktenkunde Deutschlands*. Bd. II. *Brachiopoden*. Leipzig.
- RENZ, C. (1932): *Brachiopoden des südschweizerischen und westgriechischen Lias*. Abh. schweiz. paläont. Ges. 52.
- ROEMER, FR. A. (1836): *Die Versteinerungen des norddeutschen Oolithen Gebirges*. Hannover.
- ROLLIER, L. (1916): *Synopsis des Spirobranches (Brachiopodes) jurassiques celto-souabes*. Mém. Soc. paléont. suisse 41.
- ROTHPLETZ, A. (1886): *Geologische Monographie der Vilsener Alpen unter besonderer Berücksichtigung der Brachiopodensystematik*. Palaeontographica, 33.
- RUTTEN, L. M. R. (1927): *Voordrachten over de geologie van Nederlandsch Oost-Indië*. (Groningen-Den Haag.)
- RUTTEN & HOTZ, W. (1910—1920): *De geologische Expeditie naar Ceram*. 9. u. 10. Tydschr. Kon. Ned. Aardr. Gen. [2], 36 u. 37.

- SCHLOTHEIM, E. F. VON (1820): *Die Petrefaktenkunde auf ihrem jetzigen Standpunkt*. Gotha.
 — (1822): *Nachträge zur Petrefaktenkunde*. Gotha.
 SEGUENZA, G. (1885): *Le Spiriferina dei Varii Piani del Lias messinesi*. Boll. Soc. geol. Italia, 4.
 SIMONELLI, V. (1883): *Faunula del Calcare ceroide di Campiglia marittima*. Atti Soc. Toscana
 Sc. nat. 6, S. 111—128, Taf. XIX.
 SOWERBY, J. & J. D. C. (1812—1829): *The Mineral Conchology of Great Britain* 6.
 SLUIS, J. P. VAN DER (1950): *Geology of East-Seran*. In L. RUTTEN & W. HOTZ: *Geol. petrograph.
 and palaeont. Results etc. in the Island of Seran*. 3. Serie No. 3, Amsterdam.
 TSCHANG-YÜN TSCHAU (1931): *Die Spiriferinen im Lias Norddeutschlands*. Jb. preuss. geol.
 Landesanst. 52.
 UHLIG, V. (1879): *Über die liassische Brachiopodenfauna von Sospirolo bei Belluno*. Sitz.-Ber.
 Akad. Wiss. (math.-nat. Cl.) Wien, 80.
 VINASSA DE REGNY, P. (1910): *Fossili mesozoici delle Prealpi dell'Arzino*. Boll. Com. geol. Italia.
 41.
 WANDEL, G. (1936): *Beiträge zur Kenntnis der jurassischen Molluskenfauna von Misol, Ost-Celebes,
 Buton, Seran und Jamdena*. N. Jb. Min. usw. B. B. 75.
 WANNER, J. (1907): *Triasprefakten der Molukken und des Timorarchipels*. N. Jb. Min. usw.
 B. B. 24.
 — (1931): *Mesozoikum*. In: Leid'sche Geol. Med. 5 (Feestbundel Martin).
 ZIETHEN, C. H. VON (1930): *Die Versteinerungen Württembergs*. I. Stuttgart.

Manuskript eingegangen am 11. Dezember 1950.

TAFEL I

Fig. 1a-c.	<i>Rhynchonella subbriseis</i> n. sp. Holotyp (a). × 1. 1a Ventralansicht. — 1b Dorsalansicht. — 1c Stirnansicht	7
Fig. 2a-c.	<i>Rhynchonella subbriseis</i> n. sp. Paratyp (b). × 1. 2a Ventralansicht. — 2b Dorsalansicht. — 2c Stirnansicht	7
Fig. 3a-d.	<i>Rhynchonella subbriseis</i> var. <i>niefensis</i> n. v. Holotyp (a). 3a Ventralansicht. × 1,2. — 3b Dorsalansicht. × 1. — 3c Lateralansicht. × 1. — 3d Stirnansicht. × 1,3	8
Fig. 4.	<i>Rhynchonella subbriseis</i> var. <i>niefensis</i> n. v. Paratyp (b). Ventralansicht. × 1,2	8
Fig. 5a-c.	<i>Rhynchonella seranensis</i> n. sp. Holotyp (a). 5a Ventralansicht. × 1,3. — 5b Lateralansicht. × 1. — 5c Stirnansicht. × 1,2	9
Fig. 6.	<i>Rhynchonella seranensis</i> n. sp. Paratyp (b). × 1,7	9
Fig. 7a-c.	<i>Rhynchonella alfurica</i> n. sp. Holotyp (a). 7a Ventralansicht. × 1,3. — 7b Lateralansicht. × 1. — 7c Stirnansicht. × 1,3	9
Fig. 8a-c.	<i>Rhynchonella furcillata</i> THEODORI var. <i>weberi</i> n. v. Holotyp (a). 8a Dorsalansicht. × 1,2. — 8b Lateralansicht. × 1. — 8c Stirnansicht. × 1,3	10
Fig. 9a-d.	<i>Rhynchonella indica</i> n. sp. Holotyp (a). × 1. 9a Ventralansicht. — 9b Dorsalansicht. — 9c Lateralansicht. — 9d Stirnansicht	11
Fig. 10a-b.	<i>Rhynchonella indica</i> n. sp. Paratyp (b). × 1. 10a Dorsalansicht. — 10b Stirnansicht	11
Fig. 11a-b.	<i>Rhynchonella</i> sp. aff. <i>varians</i> (SCHLOTHEIM). × 1. 11a Dorsalansicht. — 11b Stirnansicht	11
Fig. 12a-c.	<i>Spiriferina rostrata</i> (SCHLOTH.) 12a Dorsalansicht. × 1,2. — 12b Lateralansicht. × 0,9. — 12c Stirnansicht. × 1	12
Fig. 13a.	<i>Spiriferina rostrata</i> (SCHLOTH.) var. <i>transiens</i> n. v. Holotyp (a). Ventralansicht. × 1	14

TAFEL II

Fig. 13b-c.	<i>Spiriferina rostrata</i> (SCHLOTH.) var. <i>transiens</i> n. v. Holotyp (a). 13b Dorsalansicht. $\times 1$. - 13c Lateralansicht. $\times 1,1$	14
Fig. 14a-b.	<i>Spiriferina rostrata</i> (SCHLOTH.) var. <i>transiens</i> n. v. Paratyp (b). $\times 1$. 14a Ventralansicht. - 14b Lateralansicht	14
Fig. 15a-c.	<i>Spiriferina gryphoidea</i> UHLIG var. <i>niefensis</i> n. v. Holotyp (a). 15a Ventralansicht. $\times 1$. - 15b. Dorsalansicht. $\times 1$. - 15c Lateralansicht. $\times 0,86$	15
Fig. 16a-c.	<i>Spiriferina</i> cf. <i>darwini</i> GEMM. Exemplar a. 16a Oberansicht. $\times 0,9$. - 16b. Stirnansicht. $\times 0,9$. - 16c Lateralansicht. $\times 1$	16
Fig. 17a-c.	<i>Spiriferina</i> cf. <i>darwini</i> GEMM. Exemplar b. $\times 1$. 17a Ventralansicht. - 17b Oberansicht. - 17c Lateralansicht	16
Fig. 18a-b.	<i>Spiriferina</i> cf. <i>moriconii</i> CAN. 18a Dorsalansicht. $\times 1$. - 18b Lateralansicht. $\times 1,1$	17
Fig. 19a-c.	<i>Spiriferina seranensis</i> n. sp. Holotyp (a). 19a Dorsalansicht. $\times 1$. - 19b Lateralansicht. $\times 1$. - 19c Stirnansicht. $\times 0,9$	17
Fig. 20a-c.	<i>Spiriferina alpina</i> OPPEL var. <i>dettingmeyeri</i> n. v. Holotyp (a). $\times 1$. 20a Ventralansicht. - 20b Dorsalansicht. - 20c Lateralansicht	18
Fig. 21a-d.	<i>Spiriferina alpina</i> OPPEL var. <i>dettingmeyeri</i> n. v. Paratyp (b). $\times 1$. 21a Ventralansicht. - 21b Dorsalansicht. - 21c Lateralansicht. - 21d Stirnansicht.	18
Fig. 22a-c.	<i>Spiriferina</i> n. sp. aff. <i>alpina</i> OPPEL. Holotyp (a). $\times 1$. 22a Dorsalansicht. - 22b Lateralansicht. - 22c Stirnansicht	18
Fig. 23a-c.	<i>Spiriferina</i> cf. <i>alpina</i> OPPEL. $\times 1$. 23a Ventralansicht. - 23b Dorsalansicht. - 23c Stirnansicht	19

TAFEL III

Fig. 24a-d.	<i>Spiriferina krumbecki</i> n. sp. Holotyp (a). 24a Ventralansicht. $\times 1$. - 24b Dorsalansicht. $\times 1,1$. - 24c Lateralansicht. $\times 0,9$. - 24d Stirnansicht. $\times 1$..	19
Fig. 25a-c.	<i>Spiriferina krumbecki</i> n. sp. Paratyp (b). $\times 1$. 25a Ventralansicht. - 25b Dorsalansicht. - 25c Lateralansicht	19
Fig. 26.	<i>Spiriferina krumbecki</i> n. sp. Paratyp (c). $\times 1$. Dorsalansicht.....	19
Fig. 27a-d.	<i>Spiriferina retziaeformis</i> n. sp. Holotyp (a). 27a Ventralansicht. $\times 2$. - 27b Dorsalansicht. $\times 2$. - 27c Lateralansicht. $\times 2$. - 27d Stirnansicht. $\times 1$...	20
Fig. 28a-b.	<i>Terebratula</i> sp. ind. 28a Dorsalansicht. $\times 0,8$. - 28b Lateralansicht. $\times 1$	20
Fig. 29a-b.	<i>Terebratula?</i> cf. <i>punctata</i> Sow. $\times 1$. 29a Dorsalansicht. - 29b Lateralansicht	21
Fig. 30a-b.	<i>Astartidae</i> . G. n. ? et sp. n. ind. 30a Linke Klappe, Aussenansicht. $\times 1,4$ - 30b Linke Klappe, Innenansicht. $\times 1,5$	22
Fig. 31.	<i>Discohelix</i> sp. aff. <i>scacchii</i> (GEMM.). Oberseite. $\times 1,4$	24
Fig. 32.	<i>Discohelix</i> sp. ind. Oberseite. $\times 1$	24
Fig. 33.	<i>Coelostylina</i> sp. ind. $\times 1$	25
Fig. 34.	<i>Protorcula?</i> sp. ind. $\times 1$	25
Fig. 35.	<i>Pleurotomaria</i> sp. aff. <i>mutabilis</i> DESL. var. <i>corrugata</i> DESL. $\times 1,3$	23
Fig. 36.	<i>Pleurotomaria</i> n. sp. 2. $\times 1,5$	23

Über die Beziehungen zwischen Alpen und Apennin und die Gestaltung der alpinen Leitlinien Europas

Von Rudolf Staub

Mit 2 Tafeln (IV u. V)

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Einführung	30
Vom Bau der Alpen und den Problemen der Po-Ebene	33
Vom Bau des Apennins und dessen primären Beziehungen zu den Alpen	39
Alpine Faziesräume und tektonische Zonen 39, Südapennin 43, Bau des Nordapennins 44, Liguridenproblem 45, Liguride Schichtreihe 46, Mechanische Schwierigkeiten 46, Einordnung der liguriden Serien in die alpinen Faziesräume 47, Analoge Serien der Alpen 47, Heimat der Liguriden 48, Die liguride Überschiebung als Abgleitphänomen 49, Liguride Abscherungsdecke 51, Frage eines aktiv gewesenen Traîneau éraseur im Apennin 52, Tertiärstreifen Bologna, Gubbio, Orvieto und liguride Wurzelfrage 53, These eines liguriden Grabens 54, Vorbewegung gegen korsisches Vorland 55, Rolle der jüngeren Bewegungen 56.	
Von den jungtertiären Vorgängen im Apennin-Alpenstrang und seiner Umgebung	56
Apennin und Alpen als tektonisches System 56, Junger Vorstoss des Apennins, Deformationen im Alpenkörper, ligurischer Blockvorstoss 57, Genetische Beziehungen zu Besonderheiten im Bau der Alpen 58, Schweizer Alpen, helvetische Zone, Molasse, Penninikum, Ostalpin 58, Westalpen, Achsenknickungen und Innenbau 61, Ostalpen und Adria-Masse 65, Ligurische Küste 65, Alpin-apenninische Kettenverknickung und Vorstoss der korsischen Masse 66, Auflösung des europäischen Vorlandes in junge Einzelschollen 67, Afrikanisch-erythräisches Bruchsystem Europas 68, Generelle Aufsplitterung der Vor- und Rückländer der alpinen Ketten 70.	
Das Spiel der starren Schollen und die Entstehung der alpinen Leitlinien Europas	71
„Mitteleuropäische Bucht“ und „afrikanisches Vorgebirge“ 71, Primär-afrikanischer Charakter der ost- und südalpinen, d. h. der pannonischen Scholle und des Südapennins 72, Komplikationen beidseits der Adria und in Kalabrien 72, Stellung der liguriden und der bosnischen Fazieströge 73, Liguride und bosnische Gräben oder Geosynklinalen ? 74, Sonderstellung von Apennin, Dinariden, Ostkarpathen 76, Erythräisches Gebirgsstreichen 77, Faltenstreichen und Grabenrichtungen 77, Grabenzonen und echte Geosynklinalen 78, Aufgliederung des afrikanischen Vorgebirges durch erythräische Brüche 79, Entstehung der alpinen Gebirge Europas 81, Differenzierung des afrikanischen Vorgebirges 82, Gegliederter Angriff 82, Karpathenprobleme 83, Asiatische Einflüsse und Bruchsysteme 84, Kaukasischer Kettenplan und alpine Elemente 86, Saxonische Züge 87, Verteilung der Rollen 88, Gliederung der europäischen Gebirge 88, Die mediterranen Geosynklinalräume 90,	

Gesamtbild 91, Enden der Dinariden vor dem östlichen Alpenwall und weitere Konsequenzen 92, Entstehung des afrikanischen Vorgebirges und der mittteleuropäischen Bucht 93, Probleme der Geosynklinalräume in den Alpen 95, Entstehung alpiner Tröge aus älteren Gräben 95, Fragen der Magmengeschichte 96, Zyklus der Magmengeschichte 97, Krustenaufschmelzung und primäres Tiefenmagma 98, Magmenwandlungen durch Assimilation und Differenziation 98, Magmatische Entwicklung in den starren Schollen 99, Geosynklinaler und orogener Magmatismus 99, Entstehung der alpinen Geosynklinalen 100, Jüngere Deformationen durch mediterranes Schollensystem und weiteren Vorschub Afrikas 103, Nordstösse im westlichen Mittelmeer 103, Jüngere Brüche und Vulkanlinien 104, Freie Eigenbeweglichkeit der starren Schollen 105.

Der alpine Kettenplan im mediterranen Gebirgsgürtel 106
Zusammenfassung und Übersicht 106, Kersisch-westalpine Probleme 108, Mediterranes Kettenschema 110, Gesamtbewegungsbild der Alten Welt 111, Schiefe Scherungen in den kontinentalen Schollen 112, Erythräische Hauptscherungszone zwischen afrikanischem und asiatischem Schub 112, Bruch und Faltung, Schollen-spiel, Probleme der mechanischen Geschichte des Planeten 113.

Einführung

Als eines der merkwürdigsten und auffallendsten tektonischen Phänomene Europas umschlingt der Bogen der Westalpen mit auffallend kleinem Radius die piemontesische Ebene und verbindet sich über das ligurische Küstengebirge ohne jede Unterbrechung mit dem Kettenzuge der Apenninen als dem eigentlichen Rückgrat der italienischen Halbinsel. Die Gebirge der Alpen und des nördlichen Apennins umschliessen so auf drei Seiten den grossen Hauptteil der Po-Ebene in einer gewaltigen Gebirgsschlinge höchst ausgeprägter, in ganz Europa einzig dastehender Art und in derart scharfer Kurve, dass der nördliche Apenninrand und der Fuss der Südalpen bis hinab in den Abschnitt Bologna-Este einander weitgehend konform, um nicht überhaupt zu sagen parallel zueinander verlaufen und die ganze Po-Ebene im Grunde genommen so nur als ein gewaltiges breites Tal zwischen Alpen und Nordapennin erscheint. Als die eigentliche und wirkliche Valle Padana der italienischen Auffassung. Dass engere Zusammenhänge und nähere Beziehungen zwischen den verschiedenen Abschnitten dieser grossartigen Gebirgsumrahmung der oberitalienischen Tiefebene bestehen müssen, ist wohl schon aus der gesamten Anordnung der Einzelelemente zu ersehen und anzunehmen, und solche näheren Zusammenhänge zwischen Alpen und Apennin sind denn an sich auch nie bestritten worden; die wichtige und entscheidende Frage ist nur, wie diese Beziehungen sich in concreto gestalten und welches vor allem auch die gegenseitigen Beeinflussungen dieser Elemente quer durch den Untergrund der Po-Ebene im Laufe der alpinen Gebirgsbildung gewesen sind.

Nordapennin und Alpen verlaufen nun zwar wohl, worauf eben hingewiesen wurde, über eine gewisse Strecke einander konform, im besonderen die eben erwähnten padanischen Gebirgsränder, aber an sich streben Alpen und Apennin von ihrer „Übergangszone“ in Ligurien bald klar voneinander weg: die Hauptachse der Alpen zieht mit ihren bekannten Sonderzügen generell gegen Norden und Osten, den Ebenen Ungarns zu, die Hauptachse des Apennins aber löst sich bekanntlich bald auf in verschiedene Züge, die scharf süd- und südostwärts das Tyrrhenische Meer, Kalabrien und Sizilien erreichen. Der nach der westalpinen Kettenschlinge generell ostwärts strebenden alpinen Richtung steht so in altbekanntem Gegensatz der allgemein südostgerichtete Verlauf des Apennins und damit auch jener der gesamten italienischen Halbinsel bis nach Kalabrien hinab

in aller Schärfe gegenüber. Und während die Alpen auf den ersten Blick, und im Grunde nie bestritten, als deutlich gegen Westen und Norden vorgetriebener Gebirgsbogen erscheinen, weist die ganze Gestalt der italienischen Halbinsel und im besonderen auch der östliche Apenninrand eine schwach ausgeprägte Bogenform auf, deren Ausbauchung gegen die Adria hin zu weisen scheint, und damit generell gegen Osten. Dieser scheinbar gegen die Adria vordrängende Bogen des Apenninrandes ist es denn auch in erster Linie gewesen, der von jeher als eine grundsätzliche Besonderheit der Apenninen Ketten gegolten hat und der seit EDUARD SUESS dazu verführte, für die ganze Apenninen-Halbinsel überhaupt eine primäre Bewegungsrichtung gegen die Adria und deren einstige nordwestliche Fortsetzung in der Po-Ebene anzunehmen. Damit schien sich ein bedeutender, zugleich aber auch seltsamer Gegensatz zu den Alpen zu ergeben: Schub *von* der Po-Ebene nord- und westwärts in den Alpen, Schub *gegen* die Po-Ebene im Apennin. Die Folgerung, dass es sich deshalb um zwei durchaus *verschiedene Gebirge* handeln müsse, lag somit auf der Hand und ist in dieser Form ja auch schon längst vertreten worden, so zuerst von SUESS, dann vor allem von KOBER und STILLE, aber auch von ARGAND.

In Wirklichkeit liegen aber die Dinge wesentlich anders und gestalten sich vor allem die *tatsächlichen* Beziehungen zwischen Alpen und Apennin weit komplizierter als bloss auf Grund der scheinbar so divergenten, teils aber auch verschieden-altrigen Bewegungen im Westalpen- und im Apennin-„Bogen“ in grossen Zügen sich vermuten liess. Denn wirkliche und höchst *greifbare Zusammenhänge* zwischen den beiden Gebirgsketten existieren eben doch, trotz den genannten scheinbaren Unstimmigkeiten in den Bewegungsrichtungen; und zwar nicht nur solche rein äusserlicher, morphologischer Natur, gemäss den effektiven Gebirgsverbindungen längs dem ligurischen Küstenstrich, sondern vor allem auch in tektonischer und fazieller Beziehung. Und es ist angesichts der ganz direkten Nachbarschaft beider Gebirge ja an sich auch gar nicht denkbar, dass solche nähere tektonische und fazielle Beziehungen nicht ohne weiteres existieren sollten; denn einmal machen die ausgedehnten Faziesräume der Alpen nicht einfach an einer willkürlich, übrigens bald da, bald dort gezogenen, in jedem Fall durchaus künstlichen Alpen/Apenningrenze halt, sondern sie setzen, wenn auch selbstverständlich mit Modifikationen, in den Raum des heutigen Apennins hinein fort; und andererseits ist es bei der grossartigen Entwicklung der tektonischen Eigenheiten der Westalpen schlechthin überhaupt unmöglich, dass dieselben nicht, obschon wohl gleichfalls etwas sich verändernd, doch im grossen ganzen, d. h. als alpines tektonisches System, von den südlichen Westalpen auch in den eigentlichen Apennin hinein *weiter ziehen*. Das aber heisst ganz automatisch, dass, wenn dieses Hineinstreichen der alpinen Elemente in den nördlichen Apennin effektiv zutrifft, in demselben primär auch die gleiche generelle alpine Hauptbewegungstendenz, vom padanisch/adriatischen Raum gegen das herzynische Europa hin, sich geäussert haben muss. Mit anderen Worten, dass *die Strukturelemente des Apennins*, zum mindesten aber jene des *nördlichen Apennin-Segmentes* bis hinab nach Rom, *primär von einem adriatisch-padanischen Rückland gegen ein korso-sardisches Vorland* vorbewegt worden wären, und dies trotz einem scheinbar gegen die Adria vorgebuchteten, aber im ganzen nur sehr schwach vorstossenden Gebirgsbogen in den östlichen und vor allem den jüngeren Teilen der Apenninkette.

Es stehen sich damit gerade im Apennin heute noch recht schwerwiegende *Gegensätzlichkeiten* gegenüber, die, wie es vorerst scheint, nur sehr schwer auf einen gemeinsamen Nenner gebracht werden können. Der tatsächliche Bau und das

genetische Verständnis des Apennins schwebt aber so lange in der Luft, als nicht versucht und auch erreicht wird, diese Fragen auf ausgedehnterer Basis anhand der konkreten Tatsachen einfach zu lösen. Dies erscheint mir heute möglich; aber die ganze Situation samt den wirklichen und weiteren Beziehungen zu den Alpen wird erst verständlich, wenn wir weit grössere Erdräume als nur gerade die beiden gegeneinander so widerspenstig sich zeigenden Kettenelemente der Alpen und des Apennins in die Betrachtung einbeziehen. Nur *grossregionale Zusammenhänge* sind imstande, die *wirklichen Beziehungen* zwischen Alpen und Apennin in ihrer heutigen, oft so rätselhaften Komplexheit einigermaßen zu klären. Diesen Dingen etwas nachzugehen, sei daher im folgenden einmal versucht.

Dabei gehen wir bewusst aus von den *Alpen*. Nicht weil ich die Auffassung vertrete, das konkrete Strukturgebäude des Alpengebirges müsse sich in absolut oder auch nur angenähert gleichem Baustil ohne weiteres durch andere Gebirgszüge der Mittelmeerländer nach Osten und Westen fortsetzen und tektonische Einzelelemente der Alpen würden sich damit über ausgedehnte Räume als solche behaupten, wie mir oft, auch innerhalb der Alpen selber, wie ich glaube zu unrecht, vorgehalten worden ist – es ist meinerseits oft genug auf die Sonderstellung der Alpen hingewiesen worden –, sondern weil meiner Ansicht nach auch heute noch die Alpen das bestbekannte und, dank ihrer Achsenschwankungen und ihrer tief in den hochragenden Gebirgskörper eingreifenden Erosionsaufschlüsse, auch das die Struktur der alpinen Ketten Europas in einem nicht wiederkehrenden Ausmass enthüllende Gebirge unseres Kontinentes sind. Wohl ist auch an den heutigen Auffassungen vom Bau der Alpen bestimmt immer noch weiter zu schleifen und wird die Geologie der Alpen noch auf lange Zeit hinaus „Mente et Malleo“ zu vertiefen sein; aber gewisse tektonische und fazielle *Grundzüge* des Gebirges können sicher schon heute ohne weiteres als durchaus *gesicherte Vergleichsbasis* für die nähere Aufgliederung der benachbarten Gebirge herangezogen und damit auch bedenkenlos gebraucht werden. Und wenn gerade die vorliegenden Studien vielleicht dazu beitragen, einen Teil des alpinen Baues auch noch etwas anders zu verstehen als mit dem hergebrachten Grundschema blossen Deckenbaues, so wird sich vielleicht auch gerade darin wieder erneut die Fruchtbarkeit solcher vergleichender Untersuchungen, über die Einzelgebirge hinaus, als durchaus nützlich und notwendig erweisen. Es wird sich dabei aber weiterhin zeigen, dass auch der Bau der Apenninen-Halbinsel nicht verstanden, und dementsprechend die Rätsel der apenninen Tektonik nicht gelöst werden können ohne vollständige Berücksichtigung des Baues der Alpen, dass jedoch auch umgekehrt eine Reihe alpiner Besonderheiten, und zwar eine grosse Reihe von solchen, mit Eigentümlichkeiten im Baue der italienischen Halbinsel und ihrer beidseitigen Nachbarschaften auf das engste zusammenhangen, ja dass Alpen und Apennin weithin überhaupt durch gemeinsames tektonisches Geschehen seit alter Zeit miteinander verknüpft sind, und zwar in weit höherem Masse als dies bisher angenommen wurde. Nicht nur gehen beide Gebirge, wie die übrigen mediterranen Ketten Europas und Nordafrikas, auf den generellen Vormarsch der afrikanischen Gesamtscholle gegen das europäische Vorland zurück, sondern gerade diese beiden Ketten des alpinen Systems verdanken ihre weitgehenden *Besonderheiten* auch einem besonderen und in seiner Art grossartigen *Zusammenspiel* einer bunten Reihe von *starrten Einzelschollen*. Dass beim generellen Vormarsch Afrikas und dessen Vorstoss in die heute alpine Region Europas dieser grosse Rücklandblock längs mächtigen Bruchsystemen sich aufgesplittert hat zu einer Reihe gewaltiger *Sonderschollen*, ist seit langem, u. a. von KOSSMAT, KRENKEL, ARGAND und mir angenommen worden, in dem Sinne etwa, dass die Erythräischen Brüche in ganz

direkte Beziehung zur Türmung der eurasiatischen Kettengebirge gebracht wurden, nebst dem gewaltigen Vulkanismus jener fernen Gebiete, bis hinein ins zentrale Afrika. Dass aber die durch diese Aufsplitterung des afrikanischen Rücklandblockes entstandenen einzelnen *Sonderschollen* ihrerseits weithin auch ganz direkt *richtunggebend* und in grosser Schärfe *gestaltend* auf die alpinen Einzelelemente Europas wirkten, und damit die einzelnen Ketten als markante besondere Gebirgsindividuen mit eigenem Sondercharakter und besonderen Eigentümlichkeiten schufen, wird gerade aus der weiteren Analyse des alpin-apenninischen Kettensegmentes als wichtiges Ergebnis neu hervorgehen; wenn auch bereits SEIDLITZ in seiner grossangelegten Geologie der Mittelmeerländer schon vor vielen Jahren auf die wichtige Rolle der afrikanischen Sonderschollen bei der Gestaltung der mediterranen Gebirge, und die Aufteilung des mediterranen Kettenstranges durch weitreichende Bruchsysteme, in aller Schärfe hingewiesen hat. Erst eine neuerliche Analyse des mediterranen Gebirgsbaues über seine Gesamtheit aber wird imstande sein, in diese Dinge die schon längst dringend notwendig gewordene Klarstellung zu bringen, und es wird damit nicht zu umgehen sein, in diesem Zusammenhang auch das heute geltende *Bild der alpinen Leitlinien* Europas einmal mehr zu überprüfen.

Zunächst aber betrachten wir nun einige Grundzüge im Bau der Alpen und deren Konsequenzen für das Verständnis des Apennins.

Vom Bau der Alpen und den Problemen der Po-Ebene

Sicher steht im Bau der Alpen das „bogenförmige“ Umschwenken der tektonischen Elemente im Raume der Westalpen, zwischen Montblanc-Querschnitt und der ligurischen Küste. Die Achse der autochthonen Massive zieht, schon vom oberen Drac an, besonders aber ja im Mercantour, deutlich nach Südosten zurück; die „Zone des Briançonnais“ erreicht das Meer erst zwischen Savona und Albenga, in bereits generellem Ostwärtsstreichen, und zwischen Savona und der Linie von Sestri/Voltaggio im unmittelbaren Westen von Genua dreht das alpine Streichen, in der Gruppe von Voltri als der südlichen Fortsetzung der Monte Rosa/Disgrazia-Kuppel, sogar deutlich gegen Nordosten zurück, und dieser ligurische Küstenabschnitt streicht damit praktisch fast genau parallel dem Westabschnitt der Sesia-Zone oder dem westlichen Canavese oder dem westlichen Ivrea-Zug am piemontesischen Wurzelrand des penninischen Alpengesegments. Der Westalpenbogen schwenkt auf solche Art um die 180° in die Streichrichtung seiner nördlichen Teile zurück und erscheint damit als ein äusserst enges Gebilde, als eigentlicher „piemontesischer Halbkreis“.

Diese *Westalpenschnge* wirkt aber noch bedeutend enger und schärfer ausgeprägt, wenn wir die innersten Westalpenenelemente zwischen Ivrea und Cuneo betrachten, wo bei Levone das Canavese scharf nach Südosten, in der Richtung auf die Colli Torinesi, oder bei Saluzzo die Elemente des cottischen Massivs mit dem Scheitelgewölbe der westalpinen Decken sogar gegen Osten und, je nach der tektonischen Deutung jener Gebiete, vielleicht sogar Ostnordosten abschnwenken. Wo also das Deckenscheitelgewölbe allgemein zum mindesten in die Richtung gegen Alba und Acqui abgedreht erscheint. Der Bogen des westalpinen Deckenscheitelgewölbes weist somit im Querschnitt Gran Paradiso-Südpiemont nur eine Sehne von knapp 120 km auf, und selbst wenn wir das Deckenscheitelgewölbe in die Gruppe von Voltri verlegen, erreicht diese Sehne immer noch nicht 150 km Länge. Wie sollen aber dann aus diesem heute so engen Raume heraus die grossen westalpinen Decken hergeleitet werden, wo man beispielsweise mit

der ursprünglichen Lage des Canavese-Wurzelstreifens als dem hintersten Teilgebiet der Dent-Blanche-Masse nach deren Zurückversetzung um den Überschiebungsbetrag zwischen Val des Dix und dem Nordrand der Sesia-Zone allein schon bis auf eine Linie Casale-Asti etwa zu stehen käme? Und dies sogar uneingerechnet jedwelter Schubbreite im eigentlichen Walliser Penninikum. Wir könnten hier zwar wohl theoretisch versuchen, für die grosse Zone des Briançonnais mit einer bedeutend geringeren Schubbreite auszukommen, wenn wir die Simplongegend anders zu deuten suchen; aber auch dann erwiese sich immer noch der heutige Westalpenbogen als viel zu eng, als dass aus seinem *heutigen* Inneren der ganze mächtige Briançonnais-Zug der Axialzone, auch unter Zuhilfenahme weitgehender Längszerreissungen an der Front der Schubmasse, hergeleitet werden könnte. Denn wie soll ein heute zwischen Visp im oberen Wallis und Savona über 400 km langes Gebiet aus dem viel engeren Raum im weiteren Inneren des Westalpenbogens kommen? Hier stösst man immer wieder auf jene Schwierigkeiten mechanischer Natur, auf die in den ersten Etappen der Deckentheorie der Zentral-Alpen vor 30 und über 40 Jahren schon FRANCHI und SPITZ erstmals aufmerksam gemacht haben, und auf welche diese ausgezeichneten Alpenforscher in erster Linie ihre Kritik am Deckenbau der Westalpen aufbauten. Diese Schwierigkeiten bestehen selbst dann, wenn man den heutigen Briançonnaisbogen im Sinne von GIGNOUX und MORET nur aus einer nächst benachbarten Zone, im Streichen der heutigen Vanoise etwa, herleiten wollte. Was meiner Ansicht nach, auch bei schärfster Kritik der ARGANDSchen Konstruktionen, die sicher zum grössten Teil unberechtigt ist, nach dem heutigen Stand unserer Kenntnisse nicht angenommen werden darf.

Es existiert somit das von SPITZ besonders berührte „Raumproblem“ im Westalpenbogen in der einen oder anderen Form in unzweifelhafter Weise und sogar in grosser Schärfe, wir werden auf diese Dinge daher noch weiter zurückzukommen haben.

Ähnliche Raumschwierigkeiten ergeben sich aber auch, und zwar selbst bei bescheidensten Ansätzen der alpinen Überschiebungen, in der weit geradliniger verlaufenden Gebirgsstrecke im Alpenquerschnitt Glarus-Bünden. Da dürfen wir als in jeder Hinsicht gesichert annehmen eine ursprüngliche Breite von rund 40–50 km für den heutigen Raum der helvetischen Decken, der sicher erst südlich an den Aarmassiv-Südrand angeschlossen war, so dass der primäre Südrand der helvetischen Deckenzone somit mindestens etwa auf einer Linie Biasca-Mesocco-Tinzen oder sogar Bivio gelegen hätte. Eine Überschiebung des bündnerischen Penninikums auf diese bis auf obige Linie primär zurückreichenden helvetischen Serien ist heute aber mindestens bis an die Calanda-Kette heran, d. h. auf mindestens 40 km Breite anzunehmen (Distanz Mesocco-Ilanz!), wobei, wiederum bewusst, zunächst gar kein interner Zusammenschub des ganzen nördlichen Penninikums in Rechnung gestellt ist, der eben genannte Betrag somit sicher ein durchaus unwahrscheinliches, absolutes Minimum penninischen Vorschubes darstellt. Die heute aufgeschlossene Breite der penninischen Zone im Querschnitt Gotthard-Bellinzona beträgt ihrerseits 45 km, im Sektor Chur-Sondrio aber bereits volle 80 km, in beiden Fällen abermals gerechnet ohne jeden penninischen Eigenzusammenschub. Wir würden aber selbst auf solche Art, d. h. sogar unter diesen höchst unwahrscheinlichen Annahmen schon, mit dem primären penninischen Südrand auf allermindestens 60–80 km südlich über die obgenannte penninisch-helvetische Randlinie Biasca/Mesocco-Bivio zurückgelangen, d. h. generell etwa bis in die geographische Breite der heutigen Endmoränenkränze des Addagletschers am Südrand der Niederen Brianza, oder für den Bündner Sektor gar bis

in die unmittelbare Nähe von Bergamo. Die unterostalpine Schubbreite sei eingesetzt mit rund 60 km, gerechnet die Distanz von der Julierdecken-Front bis nördlich Sondrio (40 km) und den separaten Vorschub der Err-Decke mit rund 20 km. Die gleiche Breite sei für den unterostalpinen Absatzraum eingesetzt, weitere 100 km Schubbreite für die oberostalpinen Schubmassen zwischen Sondrio und Bludenz oder wenn man lieber will, zwischen Tonale und Schruns. Mit diesen Beträgen würde der primäre Südrand der oberostalpinen Schubmasse um allermindestens rund 160 km, bescheiden gerechnet, südlicher als die genannten Endmoränenkränze des Addagletschers zu liegen kommen. Das aber heisst, in den vollen Apennin hinein, etwa in die Gegend des Hochapennins im Norden der Apuaner Alpen, bei einer mehr gegen Nordwesten abgedrehten Schubrichtung in die Gegend zwischen Ferrara und Modena. Und dies bei minimalsten Schubweiten.

Das *Raumproblem in der Po-Ebene* ergibt sich somit auch hier. Denn südlich an den Wurzelraum der oberostalpinen Decken müsste sich erst noch anschliessen das Faziesgebiet der Südalpen, das unter der Annahme der obigen Zahlen zum Teil weit unter den heutigen Apennin zu liegen käme. Auch wenn wir sogar mit weitgehenden Breitenreduktionen der südalpinen Einzelzonen im Streichen rechnen würden, so dürften wir doch allermindestens mit einer minimalen primären Südalpenbreite von rund 50 km rechnen, womit der Südrand des heute südalpinen Raumes zwischen Bergamo Brescia-Verona von der eben errechneten Südrandlinie des oberostalpinen Raumes um diesen runden Betrag nach Süden gerückt wäre, d. h. auf jeden Fall im ganzen Westen weit unter den Apennin hinein; bis mindestens auf eine Linie zurück, die von der tyrrhenischen Küste bei Massa-Carrara generell gegen Imola und Ravenna quer durch den ganzen Nordapennin verlaufen würde.

Die *Ursprungsräume der höheren alpinen Elemente* scheinen sich somit heute weitgehend mit dem Apennin zu überschneiden: der Apennin ist an die Stelle der inneren alpinen Räume getreten. Das aber ist nur möglich, wenn Alpen und Apennin entweder völlig verschiedene Gebirge, entstanden aus zwei primär hintereinander gelagerten eigenen Faziesräumen, sind, und der Deckenbau der Schweizer Alpen zudem als ein Irrtum grossen Ausmasses sich erweist, oder aber, wenn die beiden Ketten wohl primär demselben Gebirgszug angehörten, der Apennin aber durch relativ späte Krustenbewegungen nachträglich noch kräftig gegen und über den alpinen Innenrand und die Po-Ebene vorgestossen worden ist. Da aber der *Deckenbau der Alpen*, zum mindesten in seinen grossen Grundzügen, heute bestimmt gesichert erscheint, so haben wir anzunehmen, dass derselbe primär, gemäss seiner Überschiebungsmasse, auch in die erste Gesamtanlage des anschliessenden Nordapennins sich fortgesetzt habe, – und zwar aus rein räumlichen Gründen und sogar auch dann, wenn wir mit weit geringeren Zusammenschüben innerhalb der Schweizer- und der Westalpen rechnen als dies durch alle neuen Aufnahmen heute erwiesen erscheint –, und dass erst viel später, d. h. lange nach der Schaffung eines ersten gesamtalpin/apenninischen Deckenbaues, die beiden Kettenräume nachträglich noch irgendwie gegeneinander verschoben worden sind. Und zwar nicht einmal nur in kleinen Beträgen.

Betrachten wir nun aber einmal auch die inneren alpinen Strukturelemente am Abfall des Gebirges zur Po-Ebene, so ergeben sich weitere zunächst höchst auffällige Tatbestände. Der südliche Alpenrand wird, wie erst kürzlich erneut hervorgehoben, aus ganz verschiedenen grossen tektonischen Einheiten zusammengesetzt, die zum Teil völlig schief auf diesen südlichen Gebirgsrand zustreichen und in südwestlicher, ja stellenweise sogar südlicher Richtung in die Po-Ebene hinaus

streben. Wohl werden diese südalpinen Elemente vom Gebirgsrand schief und quer abgeschnitten – wobei die junge Auffüllung der Po-Ebene ganz naturgemäss in die Muldenzonen des südalpinen Baues tiefer eindringt als über die niedersinkenden Gewölbe desselben –; es kann aber angesichts der Grössenordnung dieser Elemente keinem Zweifel unterliegen, dass dieselben jenseits dieses Südalpenrandes, d. h. im vormolassischen Untergrund der Po-Ebene, in ähnlicher oder derselben Richtung weiter fortsetzen. Dies betrifft vor allem die südalpinen Elemente zwischen Vicenza/Schio, Verona, dem Gardasee, Brescia und dem unteren Iseogebiet, die als Ganzes schief und quer in den padanischen Raum zwischen Lodi, Cremona und Mantua hineinstreichen, mit generell südwestlicher Richtung. Wenig südlich der Linie Pavia–Piacenza–Parma–Modena–Bologna aber stossen wir schon auf den sichtbaren padanischen Rand des Apennins, der mit seinem generellen Südost-Streichen *quer* zu den eben erwähnten, in den padanischen Untergrund hineinstreichenden südalpinen Bau-Elementen verläuft. Entweder muss somit der südalpine Bau nach seinem Niedertauchen unter die Po-Ebene sein Streichen dort rasch und in brüsker Kurve, um mindestens 90°, dem südöstlichen Apennin-Streichen *anpassen*, oder *der Bau des Apennins schneidet an der Po-Linie die südalpinen Strukturen schief oder quer*, als ein *eigentlicher Fremdkörper*, ab. Was nur durch generellen *Aufschub der padanischen Apenninfront* auf die *von Nordosten heranziehenden Südalpenzüge* möglich erscheint.

Tatsächlich spricht alles im Sinne dieser letzteren Lösung. Einmal ist der Bau des emilianischen Apenninabschnittes, übrigens genau wie jener seiner nordwestlichen wie südöstlichen und südlichen Fortsetzungen und seiner weiteren Abirrungen in den Bergen von Voghera, Tortona, Alessandria und den Colli Torinesi, bedeutend jünger als die meisten südalpinen Bau-Elemente, indem sicher überall noch das oberste Miozän, an vielen Orten aber sogar noch das ganze Pliozän gefaltet und mit seinem älteren Untergrund sogar recht kräftig disloziert erscheint. Dabei sind diese emilianischen Randfalten des Apennins ohne jeden Zweifel im Grossen gegen Nordosten, d. h. gegen den padanischen Raum hin überstossen. Dann aber zeigen die neuen geophysikalischen Untersuchungen in der Po-Ebene und weiterhin eine Reihe von Ölsondierungen in derselben, *dass der apenninische Bau am heutigen Gebirgsrand keineswegs sein Ende findet*, sondern dass er, zum mindesten mit deutlichen Vorwellen und generell gleichem Streichen sich fortsetzt *bis über den Po hinaus*. Es sei nur auf die auffallende, schon von KOSSMAT erörterte *Dichte-Synkline zwischen Cremona und Mantua/Gonzaga* hingewiesen, die auf über 150 km Länge mit einem zentralen Dichte-Tief von direkt apenninischem Ausmass dem Apenninstreichen, und zwar im Norden des Po folgt; in einer Distanz von nur knapp 50 km vom südlichen Alpenrand entfernt, und mit demselben in auffallender Weise weitgehend *konform* verlaufend. *Apenninrand, Südalpenrand und diese zentrale padanische Dichte-Senke nördlich des Po laufen so durchaus gleichsinnig*, und zwar *schief und quer* zu den südalpinen Strukturen, und ein Einlenken der Apenninfalten in das Nordost-Streichen der südalpinen Elemente zwischen Iseo-See und Verona ist nirgends auch nur angedeutet. Der südliche Alpenrand ist zudem weit jünger als die internen südalpinen Strukturen, er schneidet dieselben quer ab, und dasselbe ist daher auch von der gleichlaufenden Dichte-Rinne am Po und dem Apenninrand zu sagen. *Alle diese Objekte gehen erwiesenermassen auf weit jüngere Bewegungen zurück*, die erst in postmiozäner Zeit sowohl den Apennin wie auch die Südalpen samt der dazwischen gelegenen Po-Senke als *Gesamt-Areal* betroffen und beträchtlich weiter umgestaltet haben. Von diesen jungen Bewegungen, die natürlich an und für sich schon längst bekannt und seit den ersten Untersuchungen im Nordapennin auch nie umstritten ge-

wesen sind, wurde, neben dem mittleren Oligozän, ohne Zweifel das gesamte Miozän und Pliozän, stellenweise scheinbar sogar auch das tiefere Quartär noch ergriffen, so dass wir hier vor Dislokationen stehen, die, im padanischen Apennin eine bedeutende Stärke verratend, in ihrer Gesamtheit weit jünger sind als der alpine und auch der apennine Deckenbau, über welchen ja bekanntlich schon das mittlere Oligozän vom Rupélien an hinwegtransgrediert. Es sind somit jüngere Bewegungen seit langem nachgewiesen, die die bereits fertigen oder fast fertigen Gebirgsketten in einer ausgesprochenen *Spätphase* noch einmal in sehr bedeutender Schärfe ergriffen und deformiert haben. Diese Spätphase wollen wir hier vorderhand die „*emilianische*“ nennen, da sie vor allem im emilianischen Apennin prachtvoll dokumentiert ist.

Von dieser *emilianischen Spätphase* haben wir aber auch weiterhin Kunde: Die beidseits der zentralen Po-Ebene festgestellten tektonischen Gegensätze zwischen alpinen und apenninischen Strukturen finden sich durchaus gleichermassen auch im Raum der *westlichen* Po-Ebene, und gerade dort abermals sehr scharf ausgeprägt. Denn die Überschneidung alpiner Linien durch apenninische Elemente zeigt sich gerade dort in voller Schärfe, im bogenförmigen Verlauf der nordwärts vorgestossenen und im übrigen zum Teil auch merkwürdig vergitterten Falten der *Colli Torinesi*, zwischen Alessandria, Casale und Turin, die abermals völlig *quer zu den Leitlinien der westlichen Südalpen* und sogar quer zum westlichen Südalpenrand verlaufen, diese alpinen Linien klar eine nach der andern überschneidend. Die nördlicheren Elemente der Südalpen ziehen, schon aus dem Raum der westlichen Bergamasker Alpen, bestimmt jedoch im Raume von Como und Varese, scharf nach Südwesten zurück; dasselbe tut der Komplex der insubrischen Antiklinalen, des weiteren das Seengebirge und die Zone von Ivrea samt dem Canavese, und im Raume von Turin muss sogar auch die streichende Fortsetzung der Sesia-Zone gerade noch schief vom Westende des Apenninfragmentes der Superga überschritten sein.

Von dieser *apenninischen Spätphase* kennen wir nun aber neuerdings, belegt durch ausgedehnte geophysikalische Untersuchungen und eine Reihe von Sondierungen in den padanischen Erdöl- und Methangebieten, auch noch regelrechte *Deformationen des Untergrundes in der Po-Senke* selber, die zum Teil gleichfalls deutlich konform dem Apenninrand verlaufen, und auf die vor allem WIEDENMEYER in einem bedeutenden Vortrag über die „Geologie des Apenninen-Nordrandes und der angrenzenden Po-Ebene“, gehalten vor der Vereinigung schweizerischer Petroleumgeologen in Fribourg, auf Grund eines ausgedehnten Materials schon 1947 hingewiesen hat.¹⁾ Zunächst ergibt sich, dass die tiefste Zone der Po-Senke, und zwar unter einer gewaltigen Mächtigkeit von Jungtertiär und Quartär – es sind für die gegenüber der alpinen Hauptphase postorogenen Serien vom Oligozän bis zum Oberpliozän bis 8000 m Mächtigkeiten festgestellt resp. von WIEDENMEYER mitgeteilt worden, für das teilweise sogar noch marine Quartär im Becken von Lodi nur weitere 1100 m –, meist südlich der Po-Linie, in der direkten Nachbarschaft des jungen emilianischen Apenninrandes liegt, gewissermassen als eine „jüngste Vertiefung“ vor diesem Neo-Apennin pliozänen Alters. Dann aber ist der padanische Untergrund nach den genannten Untersuchungen auch von einer Reihe antiktinaler Schwellen und dazwischen liegenden Teilmulden

¹⁾ Ich verdanke übrigens der Liebenswürdigkeit von Herrn Dr. WIEDENMEYER auch die Einsichtnahme in das Manuskript seiner im letzten Heft der *Eclogae* erschienenen Abhandlung „Zur Geologie des Bologneser Apennins“, deren Ergebnisse mich in den hier vorgetragenen Auffassungen wesentlich bestärkten.

durchzogen, die teilweise, weil diese jüngeren Strukturen in „Interferenz“ mit den älteren südalpinen Schollen treten, von zunächst als merkwürdig renegant empfundenen Bruchsystemen schief und quer durchsetzt erscheinen. Endlich hat sich im tieferen Untergrund der Po-Ebene, zwischen der „emilianischen Vortiefe“ im Raume Modena-Garda und dem *piemontesischen Zweigbecken* westlich Alessandria eine auffällige und breite *querlaufende Schwellenzone* abgezeichnet – auf der im übrigen auch die Miozän-Insel zwischen Pavia und Lodi aus der Po-Ebene auftaucht –, die abermals kaum zufällig die Tessiner Achsenkulmination der Alpen über das Gebiet von Mailand hinweg mit dem antiklinalen Fensteraufbruch von Bobbio im Trebbiatal verknüpft, in dem die tiefere apenninische Einheit des Macigno unter der höheren „ligurischen“ Decke auf eine totale Länge von über 80 km die Zentralzone des nördlichen Apennins durchreisst. Gerade diese, erst dank den Arbeiten in der Po-Ebene erkennbar gewordenen Zusammenhänge aber deuten darauf hin, dass die Vorgänge, die zur „emilianischen“ Phase der jüngeren *Übersteigerung des Apennins* geführt haben, *in keiner Weise sich bloss auf den Apenninabschnitt* erstreckten, sondern dass sie sich geltend machten und heute noch in ihren Folgen erkennbar sind *durch die ganze Po-Ebene hindurch und bis in die eigentlichen Alpen* hinein. Darauf deutete ja schon der dem padanischen Apenninrand so auffallend konform verlaufende „Rand“ der Südalpen, von der Sesia bis hinüber nach Este am Fusse der Euganeen, und darauf deutet neuerdings die eben erwähnte Querschwellen zwischen dem Fensteraufbruch von Bobbio im Apennin und der Tessiner Achsenkulmination der Alpen.

Mit allen diesen Hinweisen auf jederzeit beobachtbare und damit wohlbelegte Tatsachen und nähere Beziehungen zwischen dem Nord- und dem Südsektor der grossen padanischen Gebirgsumrahmung ist aber unzweifelhaft festgestellt, dass der *Hauptphase der alpinen Orogenese* an der Wende von Unter- zu Mittel-oligozän, die durch die wohlbekannte Bildungsgeschichte der gesamten Molasse sowohl des alpinen wie des apenninen Gebietes klar belegt wird, *in viel späterer Zeit*, teils schon zwischen Obermiozän und Pliozän, teils aber erst im Pliozän selber und sogar gegen den Schluss desselben hin, eine *zweite noch sehr bedeutende Bewegungsphase* als eigentlicher *Nachläufer* der gesamtalpinen Grund-Orogenese gefolgt ist. Eine Erkenntnis, die an sich natürlich in keiner Weise etwa neu ist, sondern die gerade auch am Nordrand der Alpen ja in den zum Teil noch beträchtlich scharfen Dislokationen innerhalb der schweizerischen und bayrischen Molasse selber, aber auch durch die scharfe Einbeziehung des oberen Miozäns in beträchtliche Teile des südalpinen Baues, seit langem und über grosse Areale als die sog. „insubrische“ Phase der Alpenfaltung belegt ist. Diese *orogene Spätphase* aber ist es, die *die ursprünglich natürlichen engnachbarlichen Beziehungen zwischen Alpen und Apennin in grober Weise gestört* und *die alten primären Gebirgszusammenhänge weitgehend verschleiert hat*.

Wir haben somit heute auf der Apenninen-Halbinsel, durchaus analog der tektonischen Entwicklung in den Alpen, einen *vor-chattischen*, d. h. unteroligozänen, *echt alpinen Alt-Apennin* als Grundlage der heutigen Kette und einen weit *später*, erst am Schlusse des Miozäns und im Pliozän entstandenen eigentlichen *Neo-Apennin*, der längs der ganzen Po-Ebene weitgehend den Charakter eines eigentlichen Molassegebirges annimmt, genau auseinander zu halten. Wir dürfen aber gerade deshalb nicht ohne weiteres aus der *heute* vorliegenden und nunmehr effektiv beobachtbaren Apennintektonik, an der eben die neo-apennine Spätphase höchst aktiv mitbeteiligt war, auch auf die für die tatsächlichen Gebirgszusammenhänge zwischen Alpen und Apennin in erster Linie massgebenden *primären* Beziehungen zwischen diesen beiden grossen Kettengebirgen schliessen.

Wie lässt sich aber nun der heute konkret erschlossene Bau des Apennins gliedern und vor allem aufgliedern in seine primären Elemente, und was für nähere Beziehungen bestehen zwischen diesem primären Apennin und dem Zuge der Alpen? Dazu ist eine *kurze Analyse des Apennins* kaum zu umgehen, und wir wollen daher versuchen, die Grundzüge dieses italienischen Hauptgebirges, in seinen nördlichen Teilen wenigstens, einmal näher, wenn Raumes halber auch nur generell, zu umreißen.

Vom Bau des Apennins und dessen primären Beziehungen zu den Alpen

Wenn wir den Bau der Apenninkette verstehen wollen, so haben wir uns zunächst einmal Rechenschaft darüber zu geben, *was für alpine Faziesräume* etwa vom grossen Alpenquerschnitt Sântis-Verona gegen Westen hin ziehen und *was für eine fazielle resp. paläogeographische Bedeutung und Ausdehnung* dieselben in der *gesamtalpinen Geosynklinale* erlangen. Und da ergibt sich ohne Zweifel heute folgendes Bild:

Als äusserstes Vorlandelement der Alpen erscheint an deren Nordrand die subalpine Molasse, als innerstes Glied der südlichsten südalpinen Einheit die bellunische Zone der venezianischen Alpen, samt den zwischen den Brüchen von Schio und Este noch erhaltenen Rudimenten der Colli Berici und der Euganeen. Die bekannte südalpine Molasse von Como und Varese ist keine alpine Randzone, sondern ein inner-südalpines Element, und dasselbe gilt in geringerem Masse auch von der Randmolasse der friulanischen Ebene. *Zwischen subalpiner Molasse und Euganeen aber sind alle tektonischen Einzelemente der Alpen* als tatsächlich *alpine Einheiten zu betrachten*, von der nördlichen Randmolasse über die autochthone Zone, die helvetischen Decken, das penninische Zentralgebiet und die ostalpinen Schubmassen bis in die Südalpen und deren venezianischen Randgebiete hinab. Auf jeden Fall nehmen alle genannten Glieder ohne Zweifel am alpinen Kettenaufbau teil. Am einen Orte weniger, am anderen mehr. Aber auf jeden Fall ist für die Frage der *tatsächlichen* streichenden *Fortsetzungen des Alpenzuges*, gegen Osten und gegen Westen, durchaus entscheidend, *wo diese grossen Einzelemente des alpinen Hauptquerschnittes* zwischen Sântis, Bünden und Verona/Vicenza *in den Nachbarketten auftreten* und sich wieder finden lassen. Und zwar in der genannten generellen Grossanordnung, zwischen dem europäischen Vorland einerseits, dem Adriagebiet andererseits.

Die Fortsetzungen der alpinen Räume *gegen Osten* hin interessieren uns hier im Rahmen unseres Themas vorderhand weiter nicht, sie sind auch im Grossen bekannt und stehen, wenigstens zunächst, im Einzelnen noch kaum ernsthafter in Diskussion. Helvetische und penninische Zone verkümmern gegen die östlichen Alpen und die Nordkarpathen hin immer mehr, auch wenn die erstere in der karpathischen Flyschzone, stark verändert allerdings, noch den ganzen Karpathenbogen bis in die Walachei umspannt. Penninische Reste in den Karpathen sind zur Zeit überhaupt sehr diskutabel; es sei denn, die tatriscen Kernserien stellten eine schon vom Semmering an faziell aber weitgehend abgewandelte „penninische“ Serie dar, oder im Süden die ophiolith-führende Fensterzone des Paring, die jedoch abermals auch anders gedeutet und verstanden werden kann. Dafür erweitert sich der ostalpine Raum der Alpen in der Innenzonen der Karpathen und vor allem der pannonischen Masse zu gewaltiger Breite und treten südlich des Bakony auch die nördlichen Südalpen noch weit in die ungarische Ebene hinaus. Was aber in diese östlichen Fortsetzungen der alpinen Zone auf den ersten Blick eine durchaus

auffällige Note trägt und einen ganz ausgesprochenen *Sonderzug* im östlichen alpinen System Europas darstellt, das ist das recht unvermittelte und *merkwürdig brüske Abschnen* der südlichsten Alpentile in die *dinarischen Ketten* der westlichen Balkan-Halbinsel schon im unmittelbaren Osten der Adria und, was weiter zum Nachdenken zwingt, das bis hinab in den Peloponnes *stets im gleichen Sinne anhaltende „adriatische“ Streichen* dieser Ketten. Ein Phänomen, das sich im Verlauf des Apennin in der direkten Nachbarschaft der Adria, aber auch im Streichen der Ostkarpaten wiederholt und dem weiter nachzugehen ist. Wir werden deshalb auf diese Dinge ganz notgedrungen später zurückzukommen haben.

Vorderhand interessiert uns hier aber die *Fortsetzung der alpinen Räume*, der tektonischen wie der faziellen, vom genannten zentralen Alpenquerschnitt Glarus-Verona gegen Westen und durch das Bindeglied der Westalpen hinab gegen Süden, in den Raum der *Apenninen-Halbinsel* und der *tyrrhenischen Inseln*. Da liegen die Dinge, wie zum Teil ja längst bekannt, wie folgt:

Zunächst spitzt gemäss der Scharung von Chambéry, durch die der südliche Jurabogen mit dem äusseren Alpenrand in im Detail zwar höchst komplexer Weise sich verbindet, die subalpine Randmolasse der Schweizer Alpen westwärts aus und verliert sich im Inneren des autochthonen Faltengebietes der Chartreuse und des Dauphiné, des Vercors und des Diois; wenngleich immerhin südliche Ausläufer dieser schweizerischen Molasse in schmalen Zügen doch noch das Becken der Basse-Durance im Winkel von Digne erreichen, ein beträchtlicher Teil, ja sogar die grössere Hälfte der äusseren „Westalpen“-Zonen dieser Gebiete somit, bis mindestens hinab an den eigentlichen Rand des Basses-Alpes, im Grunde genommen als südliche Fortsetzung des Kettenjura aufzufassen wäre. Die Zone der autochthonen Zentralmassive erreicht über den Mercantour das Rojatal südlich des Col di Tenda, sie verschwindet dort mit klarem Südoststreichen unter dem Embrunais-Flysch und zielt in genereller Richtung etwa auf Alassio hin. Wenn auch einzelne Gewölbezüge des autochthonen Sedimentmantels der Alpes Maritimes deutlich in das Gebirge westlich Ventimiglia abzuirren scheinen. Die penninische Gesamtzone zwischen Briançonnais-, Vanoise- und Monte Rosa/Gran Paradiso-Sonderelementen umschlingt im inneren Westalpenbogen Piemont und erreicht schliesslich, mit scharf abgedrehtem Streichen, in östlicher und schliesslich sogar ostnordöstlicher Richtung, die berühmte, als solche in Wirklichkeit aber gar nicht existierende sog. „Grenzlinie“ gegen den Apennin, d. h. die altbekannte Querzone von Sestri Ponente-Voltaggio. Auf Korsika, Gorgona, Elba und auch Giglio erscheinen abermals penninische Elemente, ohne jeden Zweifel durch die grossen Schistes lustrés-Zonen jener Gebiete samt deren triadischen und ophiolithischen Begleitern als solche klar belegt, im toskanischen Meer; wenn auch zur Zeit deren nähere Zugehörigkeit zu konkreten penninischen Einzelementen der alpinen Hauptzone noch weiter zur Diskussion steht. Im Abschnitt von Genua treten auf solche Art die *penninischen Glieder der Alpen* direkt an den *nördlichen Apennin* heran, auf Gorgona nähern sich deren südliche Reste bis auf wenig über 30 km der livornesischen Küste und damit sicheren Bestandteilen des Apennins, und auf Elba erscheinen diese penninischen Fragmente abermals in kaum mehr als 20 km Distanz von der apenninen Küste bei Piombino. Zwischen Korsika resp. der dortigen penninischen Aussenfront und Ostelba aber liegen diese nach ihrer Faziesentwicklung sicher als penninische Zeugen zu betrachtenden Elemente auf eine Breite von rund 100 km im toskanischen Meere verstreut, d. h. auf einem die Breite der mächtigsten penninischen Entwicklung in den Schweizer Alpen doch etwas überbietenden Raum. Wo aber liegen nun bei dieser Situation die streichenden Fortsetzungen der *ost-* und der *südalpinen Räume* der Alpen? Das heisst,

wo sind hier im Süden diese in den Alpen *gewaltigsten* Bau-Elemente der alpinen Gesamtzone zu suchen?

Diese heute südlichen Fortsetzungen der ostalpinen und südalpinen Einheiten der Alpen können nur *entweder im Apennin selber* liegen und bilden dort sogar dessen Hauptmasse, und damit ist ohne jeden Zweifel diese in ihrer Stellung innerhalb des mediterranen Gebirgsstranges immer noch so scharf umstrittene Kette primär effektiv als „*abgedrehte*“ Fortsetzung der Alpen aufzufassen, oder aber diese ost- und südalpinen Räume der Alpen *verschwänden* gegen den Apennin hin vollständig, womit erst die Möglichkeit einer besonderen *Abtrennung* eines durchaus *eigenständigen Apenninegebirges* von den Westalpen gegeben wäre. Wie steht es aber in dieser Hinsicht in Bezug auf die konkreten Tatsachen?

Dieselben sind im Prinzip ja längst bekannt, sie seien nur erneut hier in Erinnerung gerufen und dabei durch einige weitere Hinweise in ihrem Gewicht gestützt. Dass ostalpine und südalpine Faziesreihen *im Apennin in grösster Ausdehnung auftreten*, wenn zum Teil auch etwas weniger – besonders in den Mächtigkeiten und der näheren Aufgliederbarkeit der Trias – modifiziert, ist heute wohl unbestritten. Es sei nur an die Schichtserien der höheren Apuaner Alpen, der Catena metallifera oder sogar des nördlichen Hochapennins erinnert, oder an die klar südalpin entwickelten Elemente Umbriens und der Abruzzen oder Campaniens. Dass dabei der abruzzese Raum gegenüber dem umbrischen noch besonders, als mächtige alte Schwellenzone grossen Stils hervortritt, lässt ihn ohne jeden Zwang als ein südliches Äquivalent am ehesten der analogen alten Hochzone von Recoaro und der venezianischen Kuppeln der bellunesischen Einheit der Südalpen erscheinen, während die Faziesentwicklung im umbrischen Bogen ganz natürlich eine südliche Fortsetzung des an jene Schwelle von Recoaro anschliessenden tridentinisch-südpannonischen Troges der Alpen zu illustrieren scheint. Auf jeden Fall liegen diese Vergleiche, zwischen Abruzzen und Recoaro-Schwelle einerseits, umbrischem und südpannonischem Trog andererseits, durchaus auf der Hand. Und dies um so mehr, als wir ja gerade zwischen Verona, Garda, Brescia und dem Iseosee die den betreffenden südalpinen Faziesräumen entstiegenen tektonischen Elemente des südalpinen Baues ganz dezidiert und in grosser, bis an die 100 km erlangenden Breite in völliger Klarheit gegen Südwesten und Süden, d. h. in der Richtung auf den emilianischen Apennin hin abschwanken und in dieser Achsenrichtung längs dem heutigen Alpenrand, von demselben schief abgeschnitten, unter der Po-Ebene verschwinden sehen. Die Elemente des südpannonischen Troges der Südalpen tauchen dabei schon wenig südlich Urbino in den nördlichen Marken als der Beginn des umbrischen Bogens des Ostapennins wieder auf, während die adriawärts daran anschliessenden Schwellenserien von Recoaro und des Bosco del Cansiglio in Fragmenten wohl schon wenig östlich des umbrischen Bogens, von Fossombrone über Apiro bis an den Monte Fiori bei Ascoli/Piceno, deutlich und in grossartiger Entwicklung aber erst in den eigentlichen Abruzzen schief unter dem Ostrand des umbrischen Bogens wieder emporsteigen; an der berühmten „Fazieslinie“, die zwischen Tivoli, Rieti und Borbona eben so scharf die voneinander so verschieden entwickelten Faziesreihen Umbriens und der Abruzzen scheidet. Diese näheren *Zusammenhänge zwischen Umbrien, den Abruzzen und den östlichen Südalpen* sind im Grunde unbestritten, sie werden auch weithin durch die faunistischen Charaktere dieser Serien gefestigt. Welches aber ist die Stellung der westumbrischen, sabinischen und vor allem der *toskanischen* Elemente des nördlichen Apennins?

Die neueren alpinen Studien haben gezeigt, dass zwischen den grossen, wenn auch in sich höchst-komplexen penninischen Zentraltrog der alpinen Geosynklinale

und die Recoaro-Schwelle der Südalpen im Grunde genommen nur eine einzige grosse, in sich allerdings abermals weiter gegliederte Einheit sich einschaltet; das ist die westpannonische Scholle mit ihren verschiedenen Unterelementen, die heute das ganze Gebiet der ostalpinen Schubmassen und der nördlichen und westlichen Südalpen umfasst. Da ist die grisonide Sonderscholle an der nordwestlichen austriden Aussenfront, mit unterostalpinen Schwelle und mittelostalpinem Rückentrog, dahin gehört, hinter einer oberostalpinen weiteren Sonderschwelle an der Stirn der Lechtal-Decke, der eigentliche nordpannonische Trog mit dem Hauptraum der heutigen nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Wien, die zentralalpine Schwellenzone auf dem Rücken der Oetztaler- und Muralpen-Kernmasse, zu der wohl auch noch der Drauzug und Teile der Brenta-Scholle zu zählen sind, im Westen vermutlich auch Lugano, und endlich, als südlicher Abschluss dieser ganzen pannonischen Grosseinheit der südpannonische Trog in der tridentinischen und nordbellunesischen Zone der Südalpen. Dieser *Lage zwischen penninischem und südpannonischem Trog* innerhalb der alpinen Sektoren entspricht in Italien im Raume der Halbinsel aber ohne Zweifel der Sektor *Toskanas*, zwischen dem umbrischen Element im Osten und dem penninischen Raum von Korsika und Elba im Westen. *Dort* haben wir im wesentlichen auch die Fortsetzungen der pannonischen Grosselemente der Alpen gegen Süden hin zu erwarten. Denn dieser pannonische Grundraum der Alpen umfasst noch im schweizerischen Gebirgsssektor eine derartige *Breite*, dass es eigentlich direkt unmöglich erscheint, dass derselbe auf der relativ kurzen Zwischenstrecke zwischen seinen westlichsten Zeugen in den Alpen und dem benachbarten Sektor des Nordapennins einfach als Grosselement total verschwinden könnte.

Die *südlichsten* sicheren *Reste ostalpiner Zugehörigkeit* treffen wir heute in den *piemontesischen Alpen* am Süden der *Sesia-Zone*, am Austritt der Stura di Lanzo aus dem Gebirge. Wenig weiter nordöstlich findet der Zug des *Canavese* sein südliches alpinen Ende. *Sesia-Zone* und *Canavese* sind heute als Wurzelgebiet des Dent-Blanche-Systems der westlichen Schweizer Alpen zu betrachten, das seinerseits ohne jeden Zweifel als in jeder Hinsicht klare westliche Fortsetzung des Bernina-Deckensystems aufzufassen ist, so dass hier, im Raume *wenig nördlich der Linie Susa-Turin*, die *unterostalpine Einheit* immer noch eine *Breite von mindestens 60 km* aufweist. Dies, gemessen nach der *heutigen* Distanz zwischen der Dent-Blanche-Stirn bei Arolla und dem *Canavese* nördlich Biella. Das berühmte südliche Ausspitzen der *Sesia-Zone* zwischen Stura di Lanzo und Dora Riparia ist nicht im Sinne einer scharfen südlichen Reduktion des gesamten Dent-Blanche-Raumes aufzufassen, wie ARGAND dies angenommen hat, sondern täuscht ein solches nur vor. Denn die *Sesia-Zone* streicht nach der scharfen Querfaltungsstrecke um Lanzo in grosser Breite südwärts weiter, ihre Fortsetzung ist in der west-piemontesischen Ebene zwischen Pinerolo und Carmagnola etwa anzunehmen, so wie wir ja umgekehrt auch Reste der südlichen Dent-Blanche-Masse noch zwischen Briançon, Guillestre, Barcelonnette und den cottiischen Alpen in weit verstreuter, allerdings nicht unbestrittener Folge kennen. Wir dürfen somit annehmen, dass, wie hier ausdrücklich bemerkt ganz abgesehen von jeder Zugehörigkeit der *Préalpes romandes* zu diesem unterostalpinen Komplex, schon allein der *unterostalpine Raum* der piemontesischen Alpen, als das in diesem Kettenabschnitt ja ohne Zweifel vorhandene Dent-Blanche-System, noch in einer ganz hübschen *Breite* gegen das ligurische Küstengebirge und hinter demselben gegen den nördlichen Apennin hin streicht.

Die *gesamt-oberostalpine Zone* der Alpen aber tritt, mit ihren Kristallinwurzeln und ihren inneren Annexen im Varesotto und der bergamaskischen Ein-

heit, zwischen Como, Varese, Arona, Biella, Ivrea und dem Austritt des Orco aus den Alpen, auf eine Länge von an die 120 km schief an den Rand der westlichen Po-Ebene heran, und *diese südlichen Partien und weiteren Annexe der oberostalpinen Schubmasse* müssen so im Raum zwischen Como, Varese, Novara, Vercelli und Casale *in ganz beträchtlicher Breite die westliche Po-Ebene noch queren*. In den Rätischen Alpen beträgt die Schubweite der oberostalpinen Decke, gemessen zwischen Tonale oder Sondrio und dem Kalkalpenrand des Rätikon, an die 120 km, davon sicher der grösste Teil auf primären Schub zurückgehend, so dass unter diesen Umständen wohl mit einem *Eintritt der oberostalpinen Zone in die Po-Ebene über eine sehr beträchtliche Breite* gerechnet werden kann. Dass die grosse zentralalpine Schwellenzone dabei sehr wohl vom Muralpen- und Brennerabschnitt schief zum tektonischen Streichen, etwa über die Brenta zurückziehen kann in den luganesischen Abschnitt, ändert nichts an der Tatsache, dass *nord-, zentral- und südpannonische Elemente eben in grosser Breite am Nordrand der Po-Ebene* und den benachbarten Alpentteilen *noch vorhanden sind* und dass damit *dieser grossartig breite pannonisch-ostalpin-bergamaskisch-tridentinische Raum* mit jeder Sicherheit *irgendeine südwestliche und südliche Fortsetzung in den Raum zwischen Korsika-Sardinien und den Abruzzen gehabt haben muss*. Das aber ist nichts anderes als der heutige *Hauptraum Toskanas* mit seinen weithin deutlich ostalpin entwickelten Schichtreihen, der, durchaus konform dem Südsegment des grossen umbrischen Bogens, zwischen Piombino, dem Cap Argentario und der römischen Küste jenseits Civitavecchia scharf in das Tyrrhenische Meer hinaus zieht.

Damit ist wohl recht wesentliches über die Beziehungen zwischen den Faziesräumen der Alpen und jenen des Apennins erkannt: *die Hauptfaziesräume als solche ziehen*, abgesehen von der schon auf Korsika, ja schon hinter dem Pelvoux, stark reduzierten, in Ostsardinien aber sich bereits wieder erholenden helvetischen Zone, von den Alpen in das Apennin-Segment der mediterranen Ketten weitgehend, *zum mindesten bis in die südlichste Toskana hinab, durch*. Im Querschnitt *Korsika-Elba-Südloskana-Südumbrien-Nordabruzen sind sämtliche in den Alpen erkannten Faziesräume grösseren Stils*, naturgemäss abgesehen von kleineren speziellen Sonderheiten derselben, *vertreten*, und erst *südlich der Linie Rom-Aquila* erscheint ein *fremdartiger* anderer, faziell und tektonisch wesentlich verschieden gearteter Apennin, der, von der mediterran entwickelten Trias des „tyrrhenischen Halbkreises“ abgesehen, bis hinab an die Grenzen Kalabriens und die südliche Basilicata, mit echt alpinen Schichtreihen, echt alpinen Sedimentationsräumen und auch mit echt alpinem Bau und alpinem Baustil nur mehr recht wenig zu tun hat. Dieser faziell und tektonisch so anders geartete *Südapennin* scheidet sich vom Nordteil des Gebirges in aller Schärfe, er bildet auch ein durchaus eigenes Bogensegment für sich. Ein Bogensegment, das schon bloss durch seine weit steifere Gestaltung und seine schwächliche Ausbildung dem grossen Bogen des Nordapennins in aller Prägnanz gegenübersteht und dessen nördlichen Aussenposten in den Marken sich langsam gegen Norden verlieren, zwischen dem umbrischen Bogen des Nordapennins einerseits, den Kreideresten der apulisch-garganischen Scholle im Raume von Ancona andererseits.

Der *Südapennin* unterhalb Rom, d. h. der Apennin *Unteritaliens*, ist somit etwas wesentlich *anderes* als der Nordapennin zwischen Latium, den Abruzzen, der Po-Ebene und den westlichen Alpen, und seine Sedimentserien mit ihren vielen Flachsee-Absätzen und teilweise grossartigen *Schichtlücken*, wie sie zwischen Trias und Kreide etwa in Campanien so drastisch charakterisiert sind, bezeugen, neben dem Fehlen von Tiefsee-Absätzen und ophiolithischen Gesteinen bis hinab

nach Potenza und Kalabrien, daneben auch einem weit *steiferen Bautypus*, dass wir in diesem meridionalen Apennin-Segment eigentlich nur *ein Stück stärker dislozierten alten Schollenlandes*, ein noch etwas stärker zusammengestossenes *Fragment des alpinen Rücklandblockes* vor uns haben. Im Grunde genommen nicht viel anderes als ein im Winkel zwischen tyrrhenischer Masse, kalabrischer Scholle apulischer Tafel und nordapenninem Kettensegment etwas stärker zusammengestautes, vielfach an Brüchen und „*plis-failles*“ gegeneinander verschobenes *Stück der apulisch-garganischen „Tafel“*. Dabei kommt es zu weitgehenden und komplizierten Interferenzen zwischen *adriatischen*, d. h. gewissermassen noch „*dinarisch*“ gerichteten Schüben von Nordosten und Osten her, *tyrrhenischen* Impulsen, die ihr Hauptgewicht wohl im tyrrhenischen Halbkreis-Abschnitt zwischen Volturno und Crati erreichen, und schliesslich *kalabrischen* Stössen an der nordwestlichen Aussenfront der alten Massen Kalabriens, der *Sila* besonders. Diese *kalabrische Masse* ist, samt ihren Fortsetzungen auf Sizilien und ihren Randgebieten zu beiden Seiten der Strasse von Messina, als dem Apennin nicht nur gemäss ihrer Zusammensetzung, sondern auch in Bezug auf ihre mechanische Rolle und ihre Stellung im Gesamtorogen des Mittelmeeres durchaus *fremdartig* gegenüberstehende eigene tektonische Einheit aufzufassen, die in der Catena littorale Calabriens die südlichsten Teile des lucanischen Kalkapennins bei Cetraro und am Monte Cocuzzo, samt dessen Vorzone von *Sanginetto* überschiebt. Als ein heute allseitig weitgehend isoliertes Fragment der afrikanischen Randketten des *Atlas-Systems*, das, durchaus entsprechend der Stellung des Hohen und des Mittleren Atlas Marokkos, d. h. in erster Linie und *generell gegen Norden* vordringend, als grosser *Stauwulst* oder fast eher als gewaltiger *Längshorst*, an der heutigen Nordfront der afrikanischen Tafel erscheint. Am *Golf von Tarent* bricht diese fremdartige afrikanische respektive marokkide Fronteinheit an steilen Brüchen jäh und unvermittelt ab und wird ihre *weitere Fortsetzung durchaus fraglich*. Denn sowohl Apulien und Monte Gargano als auch der ganze Südapennin zeigen durchaus anderen Bau und andere Faziesentwicklung: Kristalline Elemente vom Stil der Sila und des Aspromonte suchen wir, bis hinauf in die Alpen, auf der ganzen Halbinsel vergebens – die Vorkommnisse im Tale des Sinni gehören nicht dazu –, hingegen finden sich solche, und zwar abermals grösstenteils gegen Norden vorbewegt, in den südlichen Teilen von Kreta und Zypern. Im Apennin aber komplizieren sich die Dinge weiter, und zwar sowohl im Süden wie im Norden. Denn im Südapennin tritt als abermals besonderes Bauelement die Flyschzone des *Molise* und des *Campobasso* in den Gebirgsbau ein, – samt ihren eigenartigen Fortsetzungen in der Basilicata, die weit über Potenza hinaus in merkwürdig gestreckten Faltenzügen bis an den Busen von Rossano streichen –, im Norden die bis heute stets umstritten gebliebene Zone der sog. *Liguriden* und das sonderbare Fragment von *Pennabilli/San Marino*.

Betrachten wir nun einmal den konkreten Bau des im übrigen *allein* auch durch grössere Schwere-Defizite noch besonders gekennzeichneten *Nordapennins*, so ergibt sich, auf den Grundlagen der grossartigen Aufnahmetätigkeit der italienischen Fachkollegen und einer langen Reihe neuerer, darunter auch eigener Studien, deren erste Impulse auf die bis 1906 zurückreichenden Bemühungen STEINMANNs zurückgehen, den Deckenbau der Alpen auch im Apennin nachzuweisen, etwa folgendes:

Im *Nordapennin* existiert auf jeden Fall ein ausgesprochener und auch räumlich ausgedehnter *Deckenbau alpiner Art* in grossartigem Ausmass, und als solcher entstanden in den eigentlich alpinen klassischen *Bewegungsphasen der vor-chat-tischen Zeit*. Aber nur im Gebiete westlich des umbrischen Bogensegmentes, d. h.

westlich der Linie Rimini-Terni etwa. Und zwar liegen dabei, worauf nach TILMANN besonders KOBER und ich seit bald 25 Jahren immer wieder hingewiesen haben, mindestens drei faziell voneinander zum Teil überaus abweichende Gesteinskomplexe auf weiten Strecken deckenförmig übereinander: Die „Serie von Carrara“, die „Serie von Spezia“ und die „ligurische Decke“ der grossen nordapenninischen „Ophiolith-Formation“. Die beiden ersten Elemente sind von STEINMANN als „toskanische“ der oberen „ligurischen“ Einheit schärfer gegenübergestellt worden: die „Toskaniden“ den „Liguriden“. In den *Apuanischen Alpen* erscheint, trotz mannigfachen neueren und neuesten Einsprüchen, der tiefste Komplex der Steinmannschen Toskaniden, d. h. die *Serie von Carrara*, meiner Ansicht nach das innerste Penninikum vom Typus der mittleren und eigentlichen *Schamser Decken* der Alpen, in einem allseitig geschlossenen, in sich aber weiter prachtvoll gegliederten *Fenster* unter den darüber hinweggegangenen höheren Toskaniden der *Serie von Spezia*; eine Tatsache, die sich, trotz neueren Versuchen, „triadische“ Nummuliten aus den Apuanischen Alpen der modernen Stratigraphie mundgerecht zu machen, schon aus den grossartigen Kartenaufnahmen ZACCAGNAS ergibt, und am Cap Argentario erkennen wir noch einmal durchaus entsprechende tektonische Verhältnisse. Aber während nun über die tatsächlichen Schubweiten der toskanischen Spezia-Serie über jene von Carrara keine weiteren Anhaltspunkte als etwa die Aufschiebung derselben auch über die penninische Zone Elbas vorliegen, erscheint die *ligurische „Ophiolith-Decke“* scheinbar über die ganze Breite des Nordapennins, von der tyrrhenischen Küste bis gegen den padanischen Apenninrand südlich Parma, stets der Macigno-Umhüllung der toskaniden Serien aufgesetzt, *auf eine sichtbare Breite von rund 70 km in quasi geschlossener Zone*, und im Gebirgs-Querschnitt Elba-San Marino überspannen die sicher liguriden Gesteinsserien, wenn auch vielfach weit zerstreut, das tiefere Toskanikum sogar *auf eine Breite von 170 km* bis über den *oberen Tiber* hinaus. Das aber sind gewaltige, an ostalpine Verhältnisse im Sektor Bündens erinnernde, ja dieselben sogar noch beträchtlich übertreffende Zahlen, die tektonische Übereinanderlagerungen illustrieren, deren Ausmass in schwerstem *Gegensatz zum Material* der ligurischen Decke und deren Innentektonik steht. Damit aber kommen wir zum sog. „*Liguridenproblem*“ des Nordapennins, d. h. dem bisher wohl grössten des Apennins überhaupt.

Sicher ist zunächst, dass der toskanisch-ligurische Deckenkörper in späten orogenetischen Phasen noch weiter zusammengeschoben worden ist, und dass somit das heute von den ligurischen Resten überdeckte Gebiet der Toskaniden primär vielleicht sogar *noch breiter* war als heute, die Breite der Überlagerung der Toskaniden durch die ligurische Decke auf den ersten Blick somit noch phantastischer zu werden droht. Die Dinge liegen aber in concreto derart, dass *eine so ausgedehnte eigentliche Schubmasse vom Charakter der Liguriden als selbständiges tektonisches Eigenelement fast ausgeschlossen* erscheint, und noch ausgeschlossener die von manchen Autoren sogar angenommene Funktion dieser ligurischen Decke als eines eigentlichen „*Traineau éraseur*“ für die toskanischen Serien.

Da ist zunächst als erster wichtiger Bedenkenpunkt *das ligurische Gesteinsmaterial*, das, mit Ausnahme der ophiolitischen Komponente, wohl *nie imstande gewesen wäre*, auf die tieferen Serien der Toskaniden eine auswalzende Wirkung von der Art eines regelrechten Auswalgungsschlittens auszuüben und das vor allem wohl auch nicht zur notwendigen mechanischen Aufnahme, resp. *Übernahme der grossartigen Schubkräfte* und deren weiteren *Übertragung über solche Räume hinweg* befähigt gewesen wäre, um durch eigenen Schub eine derart aus-

gedehnte „Schubmasse“ zu erzeugen, wie eine solche in der ligurischen Serie, wenigstens bis zu einem gewissen Grade, sicher vorliegt.

Die *ligurische Schichtserie* besteht im Grunde aus fünf verschiedenen, nach ihrer Verteilung innerhalb der ligurischen Decke aber sehr ungleichwertigen Komponenten: die Hauptmasse bilden in ihrer Beschaffenheit sehr variable Schiefer und Ophiolithe, darunter besonders Serpentin, Diabas und Gabbro, dann folgen Radiolarite und deren üblichen Begleitgesteine sowie der Biancone-Kalk, endlich Blöcke und Scherben von Granit und anderem Altkristallin. Die konkrete Schichtfolge, soweit eine solche überhaupt aufgestellt werden konnte, besteht darin, dass, stellenweise transgredierend über altem *Granit*, als nächstjüngeres sofort einsetzt die durch Fazies und Fossilgehalt als oberjurassisch-neokomen Alters belegte *Radiolarit-Biancone-Serie*, die oft in ihrem Hangenden die meisten *Ophiolithe* führt und die, zunächst oft von *Breccien* von *Gosaucharakter* überlagert, vor allem den Komplex der berühmten *Argille scagliose* als weitere, abermals jüngere Bedeckung trägt. Dass dieser Komplex der argille scagliose aber zum grössten Teil der mittleren und oberen Kreide angehört, ist durch grossartige und räumlich ausgedehnte, zum Teil schon weit zurückliegende Fossilfunde nunmehr im Sinne von SACCO wohl endgültig entschieden, nachdem besonders auch, von LIPPARINI, Globotruncana-Arten in denselben festgestellt werden konnten; doch mag es daneben im Apennin auch tertiäre Sedimente geben, die bloss nach ihren faziellen Ähnlichkeiten, aber altersmässig durchaus zu Unrecht, immer noch dem Komplex der „argille scagliose“ zugerechnet werden. Ligurides Tertiär ist wohl stellenweise, in Flyschfazies, aber nicht mit absoluter Sicherheit als solches nachgewiesen.

Damit stehen wir vor dem höchst eigenartigen und schwer verständlichen Fall, dass eine *Schubmasse von der Grössenordnung einer gewaltigen alpinen Decke* erster Ordnung praktisch *ohne jede Mitbeteiligung eines kristallinen Kernkörpers* und, mit Ausnahme der Ophiolithe, überhaupt auch *ohne steiferes Gesteinsmaterial* zustande gekommen wäre. Dies scheint aber mechanisch an sich wohl völlig ausgeschlossen. Man hat daher neuerdings zum seit alter Zeit beliebten, meiner Ansicht nach aber heute sicher wieder zu stark und zu oft, in vielen Fällen sicher auch zu Unrecht beanspruchten „deus ex machina“ der *Schweregleitung* gegriffen, durch die *auf mässig geneigter Fläche die ligurische Decke von einem westlichen Hochland aus gegen den padanisch-adriatischen Senkungsraum in Bewegung gesetzt, über grosse Räume hin abgeglitten* und bei diesem *Abrutschen* in Scherben gegangen sei. Dabei ging man ohne Bedenken aus von der Annahme, die Serien der „liguriden“ Einheit seien primär ein „*penninisches*“ Element gewesen, das vom zentralalpinen Raum zwischen Korsika und Apennin durch blosses Abrutschen auf geradezu phantastische Art, in Form einer gewaltigen tektonischen „frana“, bis an den Rand der Po-Ebene gelangt wäre.

Die Annahme einer Zugehörigkeit der ligurischen Deckenserie zum penninischen Raum ist aber, trotzdem dies von Forschern ersten Ranges wie STEINMANN, TERMIER und auch ARGAND als durchaus gesichert angenommen worden war, meiner Meinung nach *ein klarer Irrtum*. Vor allem muss die zwar schon längst, aber auch neuerdings wieder versuchte Alters-Parallelisierung der „argille scagliose“ des Nordapennins mit den „calcescisti“ der Westalpen und damit den „Schistes lustrés“ der grossen alpinen Bündnerschiefergebiete, wie sie nach TERMIER schon von TEICHMÜLLER und SCHNEIDER angenommen worden war und wie sie neuerdings auch durch BENEÓ für die korsisch-elbanischen Schistes lustrés vertreten wird, als in jeder Hinsicht unzutreffend zurückgewiesen werden. Und zwar aus dem einen blossen und einfachen Grunde, weil die *Schistes lustrés der Alpen* und die *argilloscisti oder argille scagliose des Apennins* ganz deutlich ver-

schiedenen Alters sind. Die Schistes lustrés sind mit jeder Bestimmtheit *älter* als die Radiolaritgruppe des oberen Jura, die argille scagliose aber ebenso klar bedeutend *jünger* als dieselben. Dass auch die Ophiolithe beidseits recht verschieden ausgebildet sind, sei hier weiterhin bemerkt. Alle italienischen Fachgenossen haben sich in dieser Hinsicht einheitlich geäußert, es sei nur an das auffällige Fehlen der alpinen Prasinite und der „Malenco-Fazies“ der Serpentine, oder das gewaltige Vorherrschen der Pillow-Laven in den Liguriden erinnert. An und für sich würden solche Diskrepanzen allein vielleicht noch nicht entscheidend gegen eine doch penninische Herkunft der Liguriden sprechen, aber es ist weiterhin auffallend, dass *noch nie* im Penninikum der Westalpen, bis hinauf nach Graubünden, irgendwelche Andeutungen *wirklich kretazischer argille scagliose* gefunden worden sind. Wohl lassen sich bestimmte Schieferenniveaus aus dem Prättigau-Flysch alters- und faziesmässig vielleicht mit Elementen der argille scagliose näher vergleichen, aber diese Prättigau-Serien stehen nirgends, und darin liegt der grosse Gegensatz zu den argille scagliose, weder mit Radiolariten noch mit Ophiolithen in primärem Verbande. Gemäss der auffälligen Kombination der Radiolaritgruppe mit den Ophiolithen müsste es sich übrigens bei der ligurischen Serie, penninische Abkunft derselben, aber auch als solche genügend gesichert, vorausgesetzt, erst um Abkömmlinge des *obersten* Penninikums, d. h. der alpinen *Platta-Deckenzone* handeln. Bisher sind in jenem Stockwerk aber noch nie sicher postjurassische argilloscisti geschweige denn fossilführende argille scagliose gefunden worden. *Eine penninische Abkunft der ligurischen Schichtreihe lässt sich somit in keiner Weise aufrecht erhalten*, denn sie ist zum mindesten *in keinem Falle konkret zu beweisen*.

Wohl aber ähnelt, worauf schon STEINMANN und lange nach ihm, aber doch schon vor Jahren, auch ich zu verschiedenen Malen hingewiesen haben, die liguride Schichtreihe, besonders nach den neueren Untersuchungen in den Alpen, von K. ARBENZ, SCHROEDER und CAMPANA besonders, recht stark gewissen Sonderzügen der schweizerischen und savoyischen *Préalpes*: der Simmendecke mit ihren Radiolariten und biancone-artigen Aptychenkalken, ihrem Kreideflysch und ihren wenn auch heute nur mehr spärlichen Ophiolith-Beigaben, oder den höheren Teilen der Brecciendecken-Schichtreihe im Oberkreide-Flysch dieser Einheit, mit seinen Ophiolithen und Granitblöcken. Sowohl die *Simmendecke* des Berner Oberlandes wie die *Brecciendecke* zwischen Simmental und Chablais enthalten *innerhalb der Alpen* ohne jeden Zweifel *die besten Äquivalente der ligurischen Schichtreihe*. Im Falle der Brecciendecke ist wohl das tiefere Mesozoikum noch weitgehend vorhanden, das in der ligurischen Schichtserie, wenigstens heute, fehlt; in der Simmendecke aber bilden, ganz analog wie in den Liguriden, die Basalkomplexe der Radiolaritgruppe das älteste von dort heute bekannte stratigraphische Glied, abgesehen allerdings von den Granit-Basisschollen in den Liguriden, die jedoch vielleicht nicht durchwegs als solche gesichert erscheinen; und was die *liguride Serie* abermals mit *Breccien- und Simmendecke* gemeinsam hat, ist das an beiden Orten gegenüber jeder penninischen Schistes lustrés-Serie auffallende *Fehlen jeglicher stärkeren Metamorphose*.

Damit aber ergibt sich eine engere *Verwandtschaft der ligurischen Serie des Apennins* mit zwei alpinen Elementen, die in jedem Falle, und zwar ganz abgesehen von der tektonischen Zugehörigkeit der Klippendecken-Serien der *Préalpes* romandes, *mit den ostalpinen Faziesräumen* in engster, nach den Untersuchungen JEANNETS zum Teil auch faunistischer Beziehung stehen, ja meiner Ansicht nach eine *intra-ostalpine Zone* überhaupt darstellen. Eine intra-ostalpine Zone, die sich grosso modo einschaltet zwischen die frontale Grisonidenscholle der

Klippendecke und die wirkliche Front der oberostalpinen Masse, ja vielleicht diese selber noch mitumfasst. Dies aber würde übereinstimmen mit der meinerseits schon vor mehr als 20 Jahren geäusserten Ansicht, dass die *Heimat der Liguriden nicht im Westen*, d. h. in der penninischen Zone, sondern *im Osten des Toskanidenraumes*, zwischen umbrischem Bogen und Toskaniden gesucht werden muss, und dass demgemäss die *liguride Überschiebung* der Toskaniden primär *vom padanisch-adriatischen Raume gegen die nördliche tyrrhenische Küste erfolgt und vorgeschritten sei*. Diese Ansicht habe ich auch heute noch, ich möchte sie nur wie folgt noch etwas näher begründen und beleuchten.

Zunächst sei daran erinnert, dass in den Apuanischen Alpen, in der Garfagnana und dem an dieselbe anschliessenden nördlichen Hochapennin der Cimone- und Rondinaio/Monte Prado-Gruppe, an der Pania di Corfino und bei Soraggio, am Passo del Cerreto, des weiteren bei Spezia und östlich Pontremoli, in Valle di Lima, um Monsummano und am Passo dell'Abetone, südlich der Arno-Senke bei Jano oder an der Montagnola di Siena und abermals am Monte Argentario die grossen Gewölbe-Elemente des toskaniden und carrariden Baues mit nur wenigen Ausnahmen *stets gegen das Tyrrhenische Meer hin überkippt* und somit bestimmt auch gegen dieses vorbewegt worden sind. Und denselben Bewegungssinn zeigen auch südlich und östlich Florenz noch eine Reihe von Elementen im toskaniden Flysch-Hochapennin, bis an den Trasimenischen See heran. Eine „Stirn“ der Liguriden gegen die Po-Ebene hin ist nirgends zu sehen, so wenig allerdings wie eine solche im tyrrhenischen Gebiet sichtbar wäre, und eine wirkliche *Überkippfung von Faltelementen gegen die Po-Ebene hin* ist, von Bologna, ja Rimini an, bis hinauf nach Pavia, erst *am padanischen Gebirgsabfall*, ja vielfach sogar erst *am Apenninrand und dessen unmittelbarer Nachbarschaft* zu beobachten. Wir können daher mit direkter Beobachtung die umstrittene Schubrichtung der Liguridenserie nicht erkennen und müssen dieselbe aus den näheren Zusammenhängen mit dem toskaniden Untergrund und den faziellen Beziehungen festzustellen versuchen.

Da spricht nun allerdings sowohl die eben erwähnte *Bewegungsrichtung in der toskanischen Basis* der Liguridenmasse und die *Gegensätzlichkeit der liguriden Schichtreihe gegenüber jeglicher penninischen Serie* eine meiner Meinung nach entscheidende Sprache. Die gegen die tyrrhenische Küste gerichtete Bewegung im toskanischen Untergrund und der sicher nicht-penninische und daher nur östlich an den toskanischen Raum anzuschliessende Heimatbezirk der liguriden Schichtreihe bedeuten dasselbe; diese beiden Tatsachen ergänzen sich und widersprechen sich in keiner Weise, sondern zeugen, jedes Faktum für sich und jedes klar beobachtbar, für den *primären Vorschub der ligurischen Decke*, der Liguriden *aus einem östlicheren Heimatraum über das demselben einst westwärts vorgelagerte toskanische Faziesgebiet hinweg*. Die grossen Decken des Apennins zeigen damit *primär den gleichen generellen Bewegungssinn gegen das herzynische Vorland Europas hin wie die Alpen*, und damit *setzt wohl ohne jeden Zweifel*, wie seit langem angenommen, aber wegen vieler lokaler Belange, vor allem in den apenninischen Flyschregionen, und infolge falscher Auffassungen über die tektonische Stellung der Südalpen und ihrer ungenau gelegten Verbindungen in den Apennin hinein nicht akzeptiert worden ist, *der Deckenbau der Alpen, in seinen generellen Grundzügen zum mindesten, auch in den nördlichen Apennin hinein fort*. Damit stimmt weiterhin überein, dass durchaus *dieselbe generelle Schubrichtung* der tektonischen Elemente gegen das Tyrrhenische Meer sich *auch im Süd-Apennin unterhalb Rom*, und zwar über grosse Areale, noch geltend macht, von den Abruzzen und den Sabinerbergen über den Altipiano del Matese bis hinab nach Benevent, ja in einzelnen Zügen sogar bis über Salerno, Paestum oder Potenza hinaus, bis zu den

Ketten des Monte Alpi im Tale des Sinni, d. h. nur noch knapp 50 km vom Golf von Tarent entfernt, und dass des weiteren auch die kalabrische Masse, der Sila zum mindesten, durchaus im Sinne des marokkiden Atlas-Systems übrigen, ganz klar gegen das heutige tyrrhenische Senkungsfeld-vorbewegt erscheint.

Mit der blossen „Vorbewegung“ der liguriden und toskaniden Deckenräume gegen die penninische Zone der Westalpen-Fortsetzung im Ligurischen Meere und auf Ostkorsika, und damit gegen das korsische Vorland hin, ist aber der *heutige* Bau des nordapenninen Gebirges in keiner Weise genügend erklärt und sind vor allem die Strukturen des tieferen padanischen Gebirgsabhangs und die konkreten tektonischen Beziehungen zu den Alpen, wie sie *heute* sich darbieten, nicht zu verstehen. Dieselben erklären sich nur durch weitere Fortdauer starker orogenetischer Bewegungen auch *nach* den grossen Deckenschüben der vorchattischen Zeit, d. h. durch Bewegungen, welche erst *den Apennin in seiner heutigen Gestalt* und seine *wirklichen Beziehungen zu den Alpen*, samt vielen grossartigen Sonderzügen derselben sogar, geschaffen und ausgestaltet haben. Doch bleibt, bevor wir auf diese späten Dinge eintreten können, noch ein weiteres Phänomen genetisch besser abzuklären, das ist die *blosse Existenz einer ligurischen Decke* an sich, und im vorgefundenen effektiven Ausmass. Existiert *wirklich* eine solche liguride Decke, oder lassen sich Ends aller Enden die beobachteten Tatsachen vielleicht doch noch anders deuten?

Die liguriden Elemente erstrecken sich nach den heutigen Angaben, auch nach der neuen Auffassung BENEOS in seiner eben erschienenen Apenninsynthese, beispielsweise von Ost-Elba und Piombino bis in das oberste Tibertal, auf eine Breite von wie bereits erwähnt *an die 170 km*. Über diese Breite des Gebirges sind jedenfalls liguride Reste, allerdings nicht durchgehend, sondern über weite Strecken infolge Abtrag oder sekundärer Abgleitungen – oder am Ende doch *primär* schon? – *fehlend*, über der toskanischen Grundserie immer wieder festgestellt. Über diese ganze Gebirgsbreite liegen liguride Reste mit Oberjura- und Kreidegesteinen jedenfalls dem toskaniden Flysch, d. h. Eozän bis Unteroligozän, immer wieder auf. Wie aber *kann* eine Schubmasse aus dem erwähnten, mechanisch so *schwächlichen liguriden Material*, dazu bloss mit einer maximalen Dicke von unter 2 km, überhaupt *diese Distanz zurückgelegt* haben, ganz gleichviel ob von Osten und Nordosten oder von Westen her? Auch eine inständige Anrufung der *Schwere* genügt hier sicher nicht, und es müssten dafür auch vor allem tektonische Hochgebiete im Osten oder im Westen des heutigen Liguriden-Bezirktes, und zwar solche von recht bedeutender Höhe und beträchtlicher Ausdehnung im Streichen, erkennbar oder für jene Zeiten, zu Beginn und während der geforderten ligurischen Abgleitungen in diesen tiefen Trogram, als solche auch sicher nachweisbar sein. Die zur Zeit besonders beliebte *Abgleitungshypothese* setzt für die abgleitenden Liguriden aber gewaltige *Schwellen*, sei es nun im Osten oder im Westen voraus, nebst einem tiefen, die liguride Rutschung grossen Stils zur *Bewegung durch eigentliche Schweregleitung* besonders einladenden direkt benachbarten Flyschtrogl. Ein solcher bestand zweifellos an sich, und zwar *mit grösster Trogtiefe gegen den padanischen Apennin hin*, – wie die deutlich erkennbare Verschiebung des Macigno-Flysches in dieser Richtung anzeigt –, und man kann weiter ohne jede Schwierigkeit annehmen, dieser Flyschtrogl sei erst *später*, im besonderen in seinen westlichen Teilen, im Gefolge jüngerer Zusammenstauungen *zum heutigen Hochapennin* der Haupt-Macignozone aufgestiegen. Von dieser *jüngeren* Schwellenzone des späteren *Hochapennins* scheinen tatsächlich in der Folge liguride Massen, und zwar nach beiden Seiten hin, auch sekundär noch *abgeglitten* zu sein, so dass der alte, *primär* von den Liguriden eingenommene, ursprünglich *engere* Raum auf

solche Weise, eben durch nachträgliche Abgleitungen, sich noch beträchtlich *erweitern* konnte, auf Kosten eines heute beinahe liguriden/*freien* zentralen, erst jung aufgestiegenen Hochapennins, und die liguriden Reste auf solche Weise nunmehr erst durch solche *sekundären Vorgänge* eine *viel grössere Breitenausdehnung* über das Gebirge erlangten. Der jüngere Aufstieg des Hochapennins aus einem tiefen Flyschtrog in nacholigozäner Zeit, im Zusammenhang mit der Dislokation der apenninen, postoligozänen Molasse der emilianischen Randgebiete, ist jedenfalls klar erwiesen. *Nicht* erwiesen aber ist, auf jeden Fall nicht für den ganzen *westlich* an die heutigen Liguriden angrenzenden Raum, die Existenz solcher früherer, die gesamt-liguride Abgleitung in Szene setzender ausgeprägter *älterer Hochgebiete*. Wohl ist der toskanische Macigno scheinbar von einer alten kristallinen Schwelle im nord-tyrrhenischen Meer her gegen Osten hin geschüttet worden; aber diese „tyrrhenische“ Schwelle ist *nicht* die primäre Heimat der Liguriden, die nach ihrem ganzen Gesteinsinhalt bestimmt eben nicht von einer Schwelle, sondern aus einer *Trogtiefe* stammen; auch wenn die Radiolaritserie wirklich, wie es vereinzelt den Anschein erweckt, auf Granit direkt transgredieren sollte, was vor allem die Vertreter der *Stilleschen* Schule durchaus annehmen möchten und wie es auch mir, angesichts durchaus ähnlicher Verhältnisse in der Saluverserie der Alpen oder den Radiolaritserien von Rossano in Kalabrien, ohne weiteres wahrscheinlich oder möglich erscheint. Wo aber hätte, zwischen Korsika und Elba beispielsweise, in einem heute knapp 50 km breiten Raum, eine Schwelle Platz gehabt, die mit ihrem Gefälle *und* nach ihrer Ausdehnung instande gewesen wäre, die liguriden Massen, um nicht zu sagen den liguriden Teig bis ins obere Tibertal oder auch nur bis an den emilianischen Apenninrand zwischen der Trebbia und Bologna zu bringen? Die Geologie des ganzen toskanischen Archipels und Korsikas selbst lässt einer derartigen Schwelle – und dazu erst noch einem „Liguridentrog“ vom nötigen Ausmass – *überhaupt keinen Raum*; und wünschte man diese die liguride Abgleitung provozierende Hochzone etwa wirklich mit der „Caporalino-Schwelle“ Ostkorsikas in Beziehung zu setzen, wie dies schon vorgeschlagen worden ist, so wäre dazu zu sagen, dass von einer solchen *Caporalino-Schwelle*, die als solche, wie ich bereits 1928 dargelegt habe, wirklich existiert, höchstens derselben bereits primär *von Osten her* aufgeschobene effektive *Liguriden-Areale* ostwärts hätten abgleiten resp. wieder *zurückgleiten* können; *niemals aber das wirkliche Penninikum*, das auf Korsika ja einwandfrei unter der kristallinen Scholle von Santa Lucia und der Schwellenserie von Caporalino gelegen und *von derselben weitgehend* und deutlich gegen Westen hin *überschoben* ist, somit niemals als Ursprungszone einer „gegen Osten vorgestossenen“ Liguridenmasse des Apennins in Frage kommen kann. So spricht auch der ganze, übrigens heute ja endlich anerkanntermassen *westwärts getriebene Bau Korsikas* klar *gegen* eine Ableitung der Liguridenmassen durch Abgleiten von einer westlichen Schwelle aus dem penninischen Raum gegen Osten hin. Einzig ostwärts immer weiter vorwandernde und – gemäss den kristallinen Komponenten in der ligurischen Oberkreide im parmesischen Apennin, bei Cassio etwa – zum Teil schon tief denudierte geantiklinale Schwellen erster Ordnung vermöchten an sich das geforderte und fortgesetzte Ostwärts-Abgleiten der Liguriden zu erklären; aber auch dann könnte der liguride Raum *keineswegs* aus dem korsisch-westalpinen Penninikum abgeleitet werden, weil dasselbe ja auch auf Korsika, ganz ähnlich wie in den zentralen Westalpen, durchaus *deutlich gegen Westen hin* bewegt ist, dazu einen ganz anderen, in voller Klarheit *nicht-liguriden Fazies-Charakter* aufweist, und endlich, wie gerade abermals der Bau Korsikas zeigt, bis ganz *nahe an die korsische Vorlandmasse heran* von den höheren, nach ihrer Fazies und tektonischen Stellung zwar

sicherlich noch diskutierbaren, am ehesten aber wohl doch austriden Elementen überhaupt *zugedeckt* war. Und zu alledem ist nach dem ganzen Bau Korsikas und des nördlich in Ligurien auftauchenden Penninikums eine stärkere Ostbewegung irgendeines penninischen Elementes in diesem ganzen Sektor primär, d. h. in der vor-chattischen Zeit der Liguriden-Überschiebung, ganz ausgeschlossen.

Die Ableitung der Liguriden-Decke durch Abgleiten von einer im Westen gelegenen Schwelle ist somit aus faziellen, tektonischen und räumlichen Gründen überhaupt nicht möglich.

Wohl aber spricht heute vieles, in weit vermehrtem Masse als noch vor wenigen Jahren, für eine *Herleitung der Liguriden von Nordosten und Osten* her. Dabei ist allerdings auch der gesamte „*Liguriden-Mechanismus*“ an sich neu zu überprüfen.

Wenn man die liguriden Reste auf ihre konkrete Zusammensetzung und oft verwirrende Innentektonik hin näher betrachtet, so erkennt man, dass wohl kaum in erster Linie nur Gleitung, sondern sogar ausserordentliche *Verscherung* ein Hauptmerkmal derselben ist, und man gewinnt oft geradezu den Eindruck einer gewaltigen *Schürfzone* vom Charakter jener alpinen Schuppen- und Scherbengebiete, die *an der Basis eines mächtigen Auswältungsschlittens*, eines eigentlichen „*Traineau écraseur*“ sich finden. Vieles lässt in den Liguriden auf einen solchen primären Schürfzonencharakter schliessen, von den regellos verstreuten Granit-Schubfetzen und der Zerreissung der Ophiolithmassen bis zur „*struttura caotica*“ der argille scagliose. Man denkt oft an eine Art *Abscherungsdecke* kompliziertester Struktur, die *unter dem Vormarsch* einer mächtigen, heute im Apennin durch Abtrag total verschwunden *höheren Schubmasse* durchaus alpinen Stils gerade *nur das abgeschürfte obermesozoische Material*, von der Radiolaritgruppe aufwärts, über einen älteren heute verborgenen Untergrund ihrer innersten alten Vortiefe hinweg, in einer primären Phase über den Toskaniden-Raum ausgebreitet hätte; so wie die chaotische Schürfzone an der Basis der ostalpinen Schubmasse in den Alpen weit über das tiefere penninische Land ausgebreitet, ja in Spuren sogar bis an den Alpenrand hinaus vorgeschleppt und innerlich zertrümmert worden ist. Manches liesse sich mit einer solchen Liguriden-These, d. h. mit einer eigentlichen „*ligurischen Abscherungsdecke*“ grossen Stils, unter dem Vormarsch einer heute verschwundenen *höheren Schubmasse*, sehr wohl verstehen, und es fragt sich sogar, ob nicht die mit den liguriden Serien sporadisch auftretenden *Granitschollen* selber nicht teilweise noch als klägliche Überreste des geforderten einstmals vorhandenen *Traineau écraseur* aufgefasst werden könnten. Auffallend ist in dieser Richtung jedenfalls, dass diese Granitreste der Liguriden bei weitem nicht etwa stets nur an der Basis der überschobenen Schollen auftreten, sondern oft auch, in die liguride Serie hineinverwaltet, weit *innerhalb* derselben, oder sogar in deren *Dach*, wie im Falle von Camporgiano in der Garfagnana. Hier liegt auf jeden Fall noch ein wichtiger Anreiz zu weiteren Detailstudien.

Lässt so der interne Baustil und die mechanische Beanspruchung der liguriden Elemente die Deutung der ligurischen Schubmasse als einer primär als *Abscherungsdecke* angelegten tektonischen Einheit grossen Stils ohne weiteres zu, so ist einerseits festzustellen, dass sicher diese liguride Deckenmasse durch *spätere Gleitvorgänge* noch weiter disloziert und dabei neuerdings auch beträchtlich deformiert worden ist, im Sinne einer jüngeren „*Verbreiterung*“ resp. regelrechten „*Zerreissung der Liguridenzone*“ in ihre verschiedenen heute bekannten Unterabschnitte des apenninen Querprofils, und erstet andererseits die schwierige Frage: wo wären dann im Apennin heute konkretere *Spuren des geforderten alten Traineau écraseur* noch zu erkennen, und *könnte* eine solche höhere Schubmasse

überhaupt, aus dem Bau des Apennins und Andeutungen aus den Alpen heraus, an sich auch tatsächlich angenommen werden?

Im schweizerischen Norden haben ostalpine Elemente, im Rätikon und noch viel weiter im Westen, bis ins Chablais hinüber, die Zone der autochthonen Massive weit unter sich begraben und zum Teil um 40–50 km sogar überschritten. Auch wenn die letzten „Vorschübe“, etwa der höheren Préalpendecken, im Sinne von „Schwergleitungen“ vor sich gegangen sind, wie das besondere Verhalten der préalpinen Sonderbogen gegenüber der Molasse und den helvetischen Randketten jenseits des Thunersees und der Arve dies seit langem auch durchaus klar anzudeuten scheint. Die primäre ostalpine Front mag aber wohl im ganzen Raum der Schweizer Alpen die später auftauchende Scheitelzone der Massivreihe noch überall erreicht, im Osten primär sogar überschritten haben, um dann jedoch in den westlichen Alpen langsam hinter diese Schwellenzone zurückzuweichen. Sicher aber lag mindestens der grösste Teil der piemontesischen Westalpen noch unter dem ostalpinen Traîneau écraseur; es sei hier nur an die rund 60 km Überschiebungsbreite der Dent-Blanche im Sektor der Walliser Alpen erinnert, deren Erosionsreste noch weit nach Süden zu, in jedem Falle bis in die Susatäler hinein, noch immer erkennbar sind, so dass wir mit einem solchen *ostalpinen Schlitten* und, gemäss dem Bau der Dent-Blanche-Masse und ihrer südlichen Reste sicher auch einem oberostalpinen Schlitten, bereits *in auffallende Nähe des apenninischen Sektors* herangelangen. Von Mittelbünden durch die Tessiner Alpen und die ganzen Westalpen hinab aber ist, trotzdem die oberostalpine Wurzel heute bis nach Ivrea und weiter noch bekannt ist, *keine Spur mehr* dieser obersten ostalpinen Hauptdecke erhalten, bis auf die in der Brecciendecke der Préalpes und des Chablais noch übriggebliebenen Frontteile oder Frontalschuppen derselben. Wohl sehen wir durch ganz Piemont hinab recht deutlich noch die tektonischen Auswirkungen des einst über das piemontesische Alpenland hinweggegangenen generell ostalpinen Überschiebungsschlittens in den Strukturen der höheren penninischen Stockwerke des Gebirges, aber den eigentlichen Traîneau selber vermögen wir nur noch anhand exotischer Kristallin-Blöcke im Briançonnais-Flysch zwischen Guillestre und der oberen Ubaye noch zu erkennen, und von ihm selber fehlt heute selbst jede kleinste Spur. Kann es unter solchen Umständen nicht im Apennin ebenso oder ähnlich gewesen sein?

In Frage kommt, gemäss den näheren faziellen Zusammenhängen der Liguriden-Schollen mit dem Stirngebiet der oberostalpinen Hauptmasse und deren Vortiefe in der heutigen Breccien- und Simmendecke, wohl am ehesten *eine südliche Fortsetzung des oberostalpinen Überschiebungsschlittens der Alpen*. Derselbe weicht gemäss mannigfachen Anzeichen, die in ihren morphologischen Auswirkungen schon vor vielen Jahren konkreter dargelegt worden sind, mit seinen noch erkennbaren Spuren vom Aarmassiv schief über die Walliser Alpen gegen den Raum über dem Mont Cenis und weiter in jenen über Pinerolo zurück, und er kann von dort einst sehr wohl gegen den heutigen *Apenninrand im Raume der Scrivia* sich fortgesetzt haben. Das aber wäre die *Lage einer oberostalpinen Front*, die zur Erklärung einer von Nordosten durch Abscherung unter der Basis einer solchen oberostalpinen Decke vorgeschobenen liguriden Schürfzone notwendig erschiene. *Der Traîneau selber wäre aber auch hier*, wie schon auf der ganzen Westalpenstrecke, von der Oberhalbsteiner- resp. Albula-Linie an, *weiterhin völlig der Erosion verfallen* und seine Reste könnten nur noch in den Geröllen und Sanden im „*postorogenen*“ *Jungtertiär des padanischen Gebirgsabhanges* des Apennins gesucht werden. Dieses selber aber ist es, das heute auf eine beträchtliche Breite den Nordost- und Ostrand der ligurischen Zone begleitet und teilweise überdeckt, und

das dieselbe weiterhin auch über grösste Strecken vom nächstöstlicheren Element des Gebirges, d. h. dem *umbrischen Bogen* des mittleren Apennins trennt. Liegt hier etwa, unter diesem *Jungtertiärstreifen zwischen Bologna, Gubbio und Orvieto*, noch die alte „*oberostalpine*“ Wurzel jener heute im Apennin sonst völlig verschwundenen Schubmasse begraben, die einst die jungen Serien der Liguriden von ihrem tieferen Untergrunde abgesichert und an ihrer Basis weit gegen Westen vorgeschleppt hätte? Wobei die äussersten Liguriden-Reste sehr wohl vielleicht auch noch sekundär, durch wirkliche Gleitung am Aussenrand des später aufsteigenden Hochapennins, noch weiter nach vorn, d. h. nach Westen gelangt wären, die hintersten, einmal von ihrer tektonischen Last befreiten liguriden Teile hingegen durch einen analogen Gleitmechanismus gewissermassen gegen ihre Wurzel hin ostwärts noch weiter zurückgeglitten sein mochten, so dass auf solche Weise die heute abnorm erscheinende Breitenentwicklung der liguriden Reste abermals verständlicher würde?

Die Verbreitung des „*postalpinen*“ *Jungtertiärs im Inneren der heutigen Apenninketten* ist eine sehr auffallende. Dasselbe zieht vom romagnolischen Gebirgssuss südöstlich Bologna in einer durchschnittlichen Breite von 25–30 km durch Montefeltro in das obere Tibertal. Dort schaltet es sich über grosse Breite zwischen das umbrische Element des Kalkapennins und die östlichsten Liguriden- und Toskaniden-Züge ein und streicht schliesslich im Osten von Perugia vorbei, mit weiteren Komplikationen am umbrischen Rande zwar, bis an den Nordrand der römischen Vulkanprovinz.

Eine durchgehende Zone zwar „*postalpinen*“, aber nicht *postapenninen*, d. h. „*postemilianischen*“ *Jungtertiärs* verhüllt so auf grosse Breite, und durchgehend von Bologna bis südlich Orvieto, schief durch den ganzen Apennin hindurch die *Grenzzone zwischen den östlichen Liguriden und Toskaniden einerseits, dem umbrischen Kettenfragment andererseits*. Dieser Lage nach könnte daher hier sehr wohl eine Art *Wurzelgebiet* der oberostalpinen, auch für den Apennin postulierten Schubmasse in der Tiefe begraben liegen, entspricht doch der umbrische Faziesbereich bereits weitgehend etwa dem tridentinischen der Südalpen und grenzt doch auch in den Alpen gerade die tridentinische Einheit der Südalpen vielfach ganz direkt an das komplexe Silvretta-Wurzelgebiet. Das Problem sei damit zu weiterer Diskussion gestellt, es wäre als solches wohl interessant genug. Auch in der Hinsicht, dass in diesem Falle die seit langem so rätselhaft erschienenen *kristallinen Gerölle im umbrischen Jungtertiär* nicht mehr von einer fern gelegenen Tyrrhenis abgeleitet werden müssten, sondern in einer heute abgetragenen Kristallinzone im Westen der nun vom erwähnten Tertiär zugedeckten oberostalpinen Wurzel recht bequem ihre bedeutend nähere Heimat fänden.

Sicher aber sind noch viele Schwierigkeiten zu überwinden, bis wir in Bezug auf die mechanischen Vorgänge bei der Liguriden-Überschiebung wirklich und definitiv klar sehen. Wenn dies überhaupt je möglich sein wird. Weitere Untersuchungen finden daher gerade hier noch ein dornenvolles, aber andererseits höchst verlockendes Gebiet und werden zu demselben und überhaupt zum gesamten Liguridenproblem noch auf lange hinaus Stellung zu nehmen haben. Denn mit der eben skizzierten These einer liguriden Abscherungsdecke an der Basis einer höheren Schubmasse berühren wir wohl eine Möglichkeit, es könnten aber daneben sehr wohl auch noch *weitere Thesen* überprüfungswert erscheinen.

So wäre es angesichts der verschiedentlich geschilderten und auch mir durchaus möglich und sogar wahrscheinlich erscheinenden *Transgression der liguriden Radiolaritgruppe über Granit*, auch wenn derselbe heute nur mehr in kleinen Schollen bekannt ist, denkbar, im *liguriden Faziesraum* primär einen rasch sich ver-

tiefinden *echten tektonischen Graben* zu sehen, der *auf einer alten breiten Schwelle blossgelegten Grundgebirges unvermittelt und rasch, an grossartigen Bruchzonen, in abysmale Tiefen mit Radiolarit-Sedimentation und Biancone-Bildung sank*, dort dann *in der Folge von ophiolithischen Magmen durchschwärmt*, und schliesslich *mit der Kreide der argille scagliose* und deren Bedeckung *gefüllt worden wäre*. Der Inhalt dieses „*liguriden Grabens*“, der somit *den südlichen, heute apenninischen Sektor der pannonischen Scholle durchreissen würde*, gemäss seiner Lage zwischen toskaniden und umbrischen Elementen, wäre dann *im oberen Eozän* von den anliegenden, nunmehr – gemäss der Macigno-Entwicklung jener Gebiete – *niedersinkenden Horsten ausgepresst* und, bis auf den granitischen Untergrund des Grabens hinab, *zu den Liguriden verstossen worden*, während der granitische Grabengrund von beiden Seiten her zugedeckt worden wäre. Abermalige *Hebungen der Graben-Narbenzone* konnten, verbunden mit andauernden *Senkungen der Nachbargebiete*, die liguriden Massen *durch Schweregleitung abermals weiterbefördert* und dabei *nochmals deformiert* haben, und dergleichen mehr. Aber, obwohl an und für sich ein *Liguriden-„Gaben“ des Apennins* geradeaus in das entsprechende Gebiet der *Breccien- und der Simmendecke der Préalpes* führen würde und deren lokalen Fazieselemente sehr wohl in einer Art nördlichen Ausläufers dieses Liguriden-Grabens sich hätten bilden können, glaube ich doch, *vorderhand diese Lösung noch nicht so ohne weiteres in Betracht ziehen zu sollen*. Einmal weil *ophiolithische Magmen* bisher in erster Linie an *Geosynklinaltröge* und *nicht an eigentliche echte Gräben* gebunden erscheinen – obwohl zwar erst vor kurzem NIGGLI und BURRI, auf Grund ausgedehnter chemischer Untersuchungen über die Magmenzusammensetzung ganz verschiedener Gesteinsprovinzen, anhand durchaus ähnlicher chemischer Variationsbreite doch in aller Deutlichkeit auch auf engere *verwandtschaftliche Beziehungen der Ophiolithe zu den basaltischen resp. alkali-basaltischen und subbasaltischen Magmen der Bruchsysteme* hingewiesen haben (l. c., p. 282ff.) –, und andererseits deshalb, weil die *Überschiebung der liguriden Massen über so weite Strecken ohne fremde Beihilfe fast unverständlich* erschiene. Ich neige daher *vorderhand noch eher zu einer Vorstellung des liguriden Mechanismus nach der ersten These*, wonach der *jüngere Inhalt eines echten liguriden Troges* durch eine höhere, heute bis auf klägliche Geröllreste im Apennin verschwundene Schubmasse primär über sein toskanides Vorland, als von ihrem normalen Untergrund weitgehend *abgeschürfte Abscherungsdecke* passiv vorgetragen worden wäre. Fazielle und lithologische Studien im Jungtertiär des ganzen Apenninquerchnittes, aber auch im Apenninflysch selber, werden vielleicht einst, durch das Studium der Geröllschichten und der Gerölle selber, sowie durch das Aufdecken der wirklichen und konkreten Schüttungsrichtungen in jedem Einzelfalle, anhand systematischer sedimentpetrographischer Untersuchung der apenninen Molasse- und Flyschbildungen, mehr Licht in dieses ganze heute immer noch nur schwierig zu deutende Liguridenproblem bringen. Die Vorstellung eines *liguriden Grabens* aber verdient in jedem Falle doch weitere Aufmerksamkeit und kann in keiner Weise als ausser jeder Möglichkeit liegend betrachtet zu werden. Denn es könnte auch sein, dass *primäre Grabenbildung und sekundäre Abscherungen* in Wirklichkeit *sich kombinierten* und dass unter Umständen sogar, statt eines *einzigsten* und ausgedehnten liguriden Grabens eine ganze *Grabenserie schmalerer Furchen* die nordapenninen Faziesräume der heutigen Toskaniden zerschnitten hätte, deren Füllung praktisch vollständig miteinander übereinstimmen mochte und deren Inhalt, jeder einzelne für sich, den benachbarten „*Horststreifen*“ der toskaniden Räume aufgeschoben hätte werden können. Womit das *mechanische Problem* der „*Liguriden-Überschiebung*“ wohl eine erfreuliche Lösung fände, die *weitgehende Übereinstimmung*

des liguriden Materials in den verschiedenen liguriden Abschnitten – wenn eine solche wirklich existiert – jedoch schwerer verständlich wäre.

Liegt so die einwandfreie Deutung der Liguriden-Schollen in einzelnen noch weiter als ungelöstes Problem der kommenden Forschung ob, so steht doch auf alle Fälle bereits heute die *nicht-penninische*, sondern *primär östlich der Toskaniden* – oder gar in dieser selber – gelegene Heimat des liguriden Raumes fest. Damit aber auch, und dies ist wohl von einiger Wichtigkeit, die durch diese östliche, sicher nicht-penninische Liguriden-Heimat festgelegte *generell westliche bis südwestliche Bewegungsrichtung der tektonischen Elemente auch im Nordapennin*. Von Korsika über Elba und die Apuanischen Alpen, durch ganz Toskana bis nach Umbrien und sogar den Westrand des umbrischen Bogens hinein erkennen wir zudem überall und immer wieder, nicht ausschliesslich gewiss, aber generell bestimmt gültig, in der ganzen *grundlegenden Haupttektonik des Apennins die primäre Vorbewegung der apenninischen Einheiten gegen das korsische Vorland hin*, und damit unzweifelhaft, in Bezug auf die Lage der europäischen Vorlande, durchaus *denselben Bewegungssinn der Ketten wie in den westlichen Alpen*. Auch der *Deckenbau des Apennins* ist primär, wie jener der Westalpen, *westwärts gegen das europäische Vorland vorgetrieben* worden, und *der Apennin ist damit*, wie auch die Verhältnisse bei Genua dies seit langem überzeugend zeigten, *in seiner primären und entscheidenden Entwicklung doch die effektive streichende Fortsetzung der Alpenkette*. *Helvetische, penninische, ostalpine und südalpine Elemente liegen zwischen Korsika und den Abruzzen in durchaus gleichartiger Weise primär hintereinandergereiht wie in den Alpen* und sind auch *im nördlichen Apennin* anlässlich des *afrikanischen Vormarsches* zu *Decken* zusammengestossen worden, die durchaus mit denen der Alpen in Vergleich gesetzt werden können. Und wenn der konkrete Zusammenschub und wohl auch der primäre Ablagerungsraum im Bereiche der heutigen apenninischen Ketten ein wesentlich kleinerer ist als etwa in den Schweizer Alpen, so zeigen gerade darin auch *Westalpen und Apennin* durchaus entsprechende Züge. Denn während der eigentliche Alpenwall *im Norden* der Po-Ebene durch klaren *frontalen Angriff* der treibenden Rücklandsscholle auf das schärfste zusammengestossen wurde und die *Scharung aller Elemente* samt dem *alpinen Deckenbau* dort *den höchsten Grad erreicht*, so hat im Sektor der Westalpen und des Apennins der afrikanische Vorschub weit mehr *schleifend* gewirkt. Der quere Zusammenschub blieb daher geringer, dafür aber kam es vielfach zur Ausbildung von ausgesprochenen *Zerrungs- und Schleppungserscheinungen*, im weiteren Verlauf der Dinge auch immer mehr zu lokalen *Rückwärtsbewegungen*, wie teilweise etwa im Inneren der apuanischen Fensterkuppel, oder in den Westalpen zu den grossen Rückstauungsphänomenen am Ostrand des Briançonnais oder der Vanoise oder des Mischabel-Fächers, lokalen Gegenbewegungen, durchaus vergleichbar im übrigen den erst kürzlich wieder diskutierten Phänomenen am seitlichen Rand der generell nordwärts gestossenen Bozener Scholle im Raume der *Etschbuchtgebirge*, zwischen Monte Baldo, Paganella-Kette und Brenta-Gruppe. Dass aber im grossen der Apennin dennoch die *direkte Fortsetzung der Alpen* darstellt, unterliegt heute wohl keinem Zweifel mehr. Wir werden aber auf die näheren Beziehungen erneut zurückzukommen haben, nachdem die Faltenschlingen der mediterranen Kettenzüge und vor allem auch die Bruchgebiete des Mittelmeeres im Verlaufe dieser Untersuchungen noch weiter abgeklärt worden sind.

Damit ist *eine* grosse Gruppe von Beziehungen zwischen Alpen und Apennin erörtert, die in erster Linie die Verteilung der faziellen Zonen und die tektonische Abfolge der einzelnen Strukturelemente der beiden Gebirge samt der primären Bewegungsrichtung in denselben betreffen. Doch sind die wechselseitigen Be-

ziehungen zwischen diesen beiden Gebirgen damit in gar keiner Weise erschöpft; denn die Bewegungsvorgänge haben bekanntlich, weder in den Alpen noch im Apennin, mit dem Beginn des mittleren Oligozäns ihr Ende gefunden, sondern hielten, wie die Dislokationen in der subalpinen Molasse am Nordrand der Alpen und der emilianische Apennin oder auch grosse Teile des Südalpenbaues ja in jeder Klarheit zeigen, über lange Zeit noch weiter an und erreichten an der Wende vom Miozän zum Pliozän, ja zonenweise bis tief ins Pliozän hinein, ein weiteres Maximum an Intensität. Diese *jüngeren Bewegungen* aber schufen erst *das heutige Bild*, resp. die heute vorliegende und *tatsächlich beobachtbare Struktur* der Ketten, und *auf diese jüngeren Bewegungen gehen so durchaus naturgemäss auch eine grosse Menge von auffallenden Sonderzügen in den Alpen und im Apennin, ja im ganzen westlichen Mittelmeergebiet zurück*. Der primär, in der ersten grossen orogenetischen Phase der vorstampschen Zeit geschaffene Bau wurde im Jungtertiär noch weiter recht beträchtlich deformiert. Das zeigt die Geschichte der Molassebildungen, das zeigt der Bau der Alpen und das zeigt endlich auch der Bau des Apennins.

Diesen Dingen wenden wir uns nun einmal, auf den bisherigen Grundlagen weiterbauend, etwas näher zu.

Von den jungtertiären Vorgängen im Apennin-Alpenstrang und seiner Umgebung

Dass praktisch der ganze padanische Teil des Apennins als wirklicher Gebirgszug erst im späteren Jungtertiär, an der Wende vom Miozän zum Pliozän, in den äussersten padanischen Randfalten sogar erst im oberen Pliozän entstanden, resp. dem Meere entstieg, ist, als eigentliches Molassegebirge im ursprünglich einfachen Südflügel des padanischen Tertiärbeckens durch weiteren Zusammenschub des primär nur einfach gebauten padanischen Gebirgsabfalles gebildet, wurde bereits erwähnt und geht aus allen lokal-geologischen Gegebenheiten dieses Gebietes seit Jahrzehnten ohne weiteres hervor. Dass darüber hinaus der ganze Untergrund der Po-Ebene konform diesem emilianischen Apenninrand deformiert und zusammengeschieben wurde, geht aus den bereits erwähnten Schweremessungen und den Ölsondierungen in der Po-Ebene, aus vielen weit zerstreuten Mitteilungen klar hervor. Dass endlich auch der Südalpenrand, an dem die einzelnen südalpinen Bau-Elemente schräg abgeschnitten werden oder flexurartig zur Tiefe sinken, von Este bis nach Ivrea hinüber diesem „emilianischen“ Apenninrand und seiner westlichen Fortsetzung gegen Alessandria – mit Ausnahme der piemontesischen Vorwelle der Colli Torinesi allerdings – weitgehend konform und fast ständig in derselben Distanz von demselben verläuft, wurde gleichfalls schon besprochen (pag. 12 und in den „Betrachtungen über den Bau der Südalpen“). Diese Dinge bilden aber nur die zunächst auffälligsten Züge, *die Alpen und Apennin durch den Untergrund der Po-Ebene miteinander, zu einem einzigen tektonischen System verknüpfen*. Der gegenseitigen Beeinflussungen aber sind viel mehr, und zwar spielen auch hier, wie anderswo in den Gebirgen der Erde, die beidseits den eigentlichen Gebirgsstrang begleitenden *starren Schollen* und deren weitere Tektonik und Gestaltungsgeschichte eine für das Verständnis dieser Dinge durchaus ausschlaggebende Rolle. Wir wollen daher zunächst einmal versuchen, etwas näher festzustellen, in was für Dingen diese *gegenseitigen Beeinflussungen* im breiten *Querstreifen der Alpen/Apennin-Zone* im Detail bestanden, auch wenn es sich dabei vorerst nur um vereinzelte Hinweise handeln kann und die Erfassung der Gesamtheit dieser Zusammenhänge noch eine schöne Aufgabe künftiger Weiterforschung und ausgedehnter Sonderarbeiten bleiben muss.

Mehrere Dinge fallen im *Bau der Alpen* sofort auf. Der im *schweizerischen Gebirgssektor* scheinbar *besonders gesteigerte* – und nach der primären Schubphase auch noch besonders stark weiter deformierte – *Deckenbau*, der sowohl gegen die Westalpen wie die Ostalpen hin an Intensität deutlich abnimmt. Dann die *grosse rätische Alpenbeugung*, die alle Elemente der rätischen Alpen, vom Säntis und Glarus bis hinein nach Venezien umfasst und ostwärts vom gewaltigen Vorstoss der südalpinen Elemente in Südtirol und Venezien flankiert wird, mit dem direkt vor der Adria gelegenen und vor derselben im friulanischen Kettenabschnitt besonders stark vorgetriebenen Bogen der bellunesischen Einheit als praktisch innerstem südalpinen Element. Endlich die so überaus enge, im Gesamtbau der Alpen fast gebrechlich elegant erscheinende *Schlinge der Westalpen*, mit ihrer noch besonderen, scheinbar mit transversalen Zerrungen und Schleppungen verknüpften *Einengung im Norden des Golfes von Genua*. Dass der Westalpenbogen nach dem Abschluss der vorstampischen grossen Deckenschübe, die an sich einen ersten *Primärbau* von Alpen und Apennin geschaffen hatten, noch weiter zusammengestossen und die beiden Bogenflügel so einander weiter genähert wurden, geht schon aus der im ersten Abschnitt erwähnten räumlichen *Überschneidung von alpinen und apenninen Arealen* im Gebiete südlich der heutigen Po-Linie klar hervor. Dass dabei auch der *nördliche Apennin als Ganzes*, d. h. als primär in ihren Hauptstrukturen bereits fertige Gebirgskette, *nach* zur grossen Hauptsache abgeschlossener Deckenbildung, gleichfalls noch von einer generell *gegen Nordosten* gerichteten, gegenüber den primären Hauptphasen der apenninen Orogenese zwar *invers* wirkenden, aber nur mehr *sekundären* Bewegung erfasst wurde, zeigt die gegen den padanischen Raum hin gerichtete und in denselben sogar fortsetzende *Tektonik des padanischen Apenninabfalles* mit ihren mehr und mehr gegen die Po-Ebene überkippten randlichen Gewölbe-Elementen, und ist übrigens von ARGAND und mir schon vor vielen Jahren, allerdings mit wesentlich verschiedenen Mechanismen, angenommen worden. Es ist aber als durchaus wichtig festzuhalten, dass es hier, *im Gegensatz zur vor-chattischen Zeit, zu keiner* Deckenbildung grösseren Stiles mehr kam, sondern höchstens zu einer *Gesamtaufschupung* des im Grundprinzip *schon fertigen Gebirgskörpers* längs einer wohl schon *altererbten Bruchflächenschar* in der Fortsetzung *adriatischer Brüche* im heutigen *Untergrund der Po-Ebene*. In dieser Beziehung ist ausschlaggebend, dass vor allem das grosse tektonische Hauptphänomen des Nordapennins, d. h. die weitreichende Liguriden-Überschiebung – und zwar ganz gleichgültig welcher Entstehung dieselbe im einzelnen auch sei – bereits *vorstampisch beendet* war. Wir dürfen daher *in gar keinem Falle* aus dem übrigens auch nur abschnittsweise verwirklichten *Überkippen der emilianischen Randfalten* des Nordapennins gegen die Po-Ebene hin auch auf eine *primäre* Schubrichtung des Gesamt-Apennins *von der Tyrrhenis her* schliessen, wie dies bisher und bis heute immer wieder geschehen ist, sondern wir haben im Gegenteil anzuerkennen, dass diese „*tyrrhenischen Impulse*“ im apenninen Bau gegenüber dessen Hauptplan *nur sekundärer Natur* und erst lange *nach* der Bildung des apenninen Deckenbaues als solche überhaupt zustande gekommen sind, *der Zusammenschub des primären Apenninbaues* aber ganz unzweideutig – nach der ganzen Anordnung der alpin-apenninischen Grosszonen, dem Verlauf der Faziesräume vor allem, aber auch nach dem dominierenden Faltenbild der tyrrhenischen Seite, ja oft sogar fast des ganzen Kettenquerschnittes –, auf weit älterer *Bewegung von einem padanisch-adriatischen Rücklandsblock her* beruht. Es sind damit sowohl der *Westalpenbogen* als auch der *nördliche Apennin*, unter Umständen sogar auch der *umbrische Bogen* des nördlichen Kalkapennins, noch *lange nach ihrer Entstehung abermals* weiter *von Süden gegen Norden* zusammen-

gestossen, dabei in ihren Kurven schärfer akzentuiert und gegen die Po-Ebene, und wohl auch zum Teil gegen die Adria vorbewegt worden, was besonders für den umbrischen Bogen selber ja ohne weiteres, nach seiner ganzen Tektonik zutrifft, aber auch für einzelne Sonderzüge der östlichen Toskana zu gelten scheint. Im Westalpenbogen aber bleibt die Bewegung gegen die Po-Ebene vor allem auf den südlichen Flügel, d. h. die Ligurischen Alpen beschränkt.

Auf was kann nun dieser *späte Nordstoss des Apennins* als praktisch schon fertiger Gebirgsblock, mit den genannten Effekten einer scharfen Verengung des an sich schon primär in flacherer Anlage entstandenen ersten Westalpenbogens, und der renegant zum südlichen Alpenbau verlaufenden und damit wohl nur unter Überwindung grosser Widerstände vollzogenen *Deformation des padanischen Untergrundes*, in seinen tieferen Ursachen zurückgehen? Dass es sich hier um recht starke und zum Teil sogar sehr kräftige Deformationen und damit auch um *mächtige Blockverschiebungen* handeln muss, steht wohl ausser Frage. Es lohnt sich jedoch, vorgängig einer Diskussion der Ursachen dieser Kettendeformation und der späten Umgestaltung des padanischen Untergrundes, zunächst noch weitere heute jederzeit sichtbare *Phänomene im Alpenkörper*, die in auffälliger Weise auf den Kettenabschnitt vor dem postulierten „genuesischen“, besser „*ligurischen Rückenstoss*“ beschränkt erscheinen, etwas mehr ins Licht zu stellen. Dann erst sind wir imstande, die ganze Grösse und alle tatsächlichen und möglichen Konsequenzen dieses *späतालpinen Deformationsmechanismus* wirklich zu erfassen; wir werden umgekehrt aber auch sehen, dass mit diesen im Grunde genommen sicher ausseralpin bedingten Phänomenen noch eine Unmenge von *Besonderheiten im Bau der Alpen* selber weiter abgeklärt und einem vertiefteren Verständnis entgegengeführt werden können.

Vieles ist hier zu erwähnen: da ist zunächst der altbekannte Gegensatz zwischen West- und Ostalpenbogen in Bezug auf das Zutagetreten der *autochthonen Zentralmassive*. Dieselben sind auf den alpinen Raum im nördlichen „Vorland“-Bereich des genuesisch-ligurischen Nordstosses beschränkt; sie verschwinden an der Rheinlinie dort, wo im Süden der Po-Ebene die „genuesische“ Deformation im emilianischen Apennin gegen Südosten sich zurückzieht und verschwächt. Der definitive Aufstieg dieser autochthonen Massive zu ihrer heutigen Form erfolgte aber bekanntlich erst in einer Zeit *nach* der Hauptschüttung der miozänen Nagelfluhen, da dieselben ja noch, bis an ihre obersten Teile, die vielleicht der pontischen Stufe entsprechen mögen, stets in grossartigem Maßstab *zentralalpines* Material enthalten. *Die Entstehung der westalpinen Massivmauer* fällt so mit der *genuesischen Deformationsphase* Liguriens und der damit genetisch auf das engste verbundenen weiteren *Zusammenpressung des Westalpenbogens zeitlich zusammen*. Desgleichen liegt vor diesem „genuesischen“ Sektor, d. h. dem gegen Norden vorbewegten Verbindungsstück der ligurischen Alpen mit dem genuesischen Apennin, der *Hauptvorstoss der helvetischen Decken* im Abschnitt der Schweizer Alpen, die nach erfolgter Überschiebung über die autochthone Zone *anlässlich der späteren Aufwölbung der Massive* samt ihrer präalpinen Last mit jeder Sicherheit *noch weiter vorgetragen* worden sind; denn sie schieben sich schliesslich, wenn auch nicht in grösserem Ausmass wie einst angenommen worden war, noch klar *über den Südrand der subalpinen Molasse*, die ja einst, nach ihrer ganzen Genese des bestimmtesten, *über die helvetische Zone hinweg geschüttet* worden war. Was hier auf *junge Schweregleitung* im Sinne AMPFERERS, LUGEONS und GAGNEBINS, oder aber *bloße tektonische Reaktivierung*, Vorpressung und Weiterschub gerade *durch den späten Aufstieg der Massive* und den demselben nachdrängenden weiteren *Blockvorstoss der gesamten inneren Alpentile* zurückgeht, ist für uns hier vorderhand

ohne Belang, auch wenn solche Schweregleitungen gerade vor dem Kulminationsabschnitt des Aarmassivs durch das besondere Vorpellen der Pilatus-Kette zwischen Brunnen und dem Thunersee in grossartigem Ausmass dokumentiert erscheinen. Tatsache aber bleibt auf jeden Fall, dass die helvetischen Decken gerade *zwischen Rhonedurchbruch und Bregenzerwald*, d. h. bis etwa an den Meridian von Cremona heran, besonders stark vorgeprellt und der Molasse aufgeschoben sind. Dass des ferneren auch die grossen *subalpinen Molasseschollen* als durchaus *eigenes alpines Randelement*, mit ausgeprägten jungen Schubflächen und kräftigem An-, ja zonenweise Aufschub auf das mittelländische Molassebecken, gleichfalls und in erster Linie im Raum *zwischen Genfersee und Allgäu* besonders kräftig entwickelt sind, somit zwischen den Meridianen von Nizza-Cuneo im Westen, von Brescia-Parma im Osten, fällt weiter in frappanter Weise auf. Die grossartigen subalpinen Molassescherben vom Typus der Rigi-, Kronberg-, Speer-, Stockberg-, Gäbris-, Blumen- und Mont Pélérin-Schollen liegen, bis hinüber vor die Kette der Voirons und hinaus ins Immenstätterhorn und sogar gegen Kempten, samt und sonders *vor dem genannten genuesischen Sektor*. Dass weiter eine *transversale Schwelle* die *Tessiner Achsenkulmination der Alpen* und damit auch jene des Gotthard- und Aarmassivs, ja darüber hinaus selbst jene noch des Schwarzwaldes, über den Raum beidseits Mailand mit dem nördlichen *Apennin* verbindet, und zwar weit eher mit dessen *maximaler nördlicher Ausbauchung*, im Sektor von Pavia etwa, als nur mit dem lokaleren Phänomen des Fensters von Bobbio-San Stefano di Aveto, ist weiter von Bedeutung; denn die Tessiner Achsenkulmination stellt nicht nur die axiale Höchststauung des gesamten Alpengebirges dar, zu der sie eben in relativ junger Zeit zum heutigen Ausmass noch weiter akzentuiert worden sein kann, sondern auch eine *Zone maximaler seitlicher Zusammenpressung des gesamt-penninischen Baues* auf den engsten von demselben in den Alpen überhaupt eingenommenen Querschnitt. Man vergleiche in dieser Hinsicht nur die Breite der Tessiner Alpen zwischen Gotthard und ostalpinen Wurzelzone, d. h. der Linie Locarno-Bellinzona, mit jener der penninischen Bezirke in Westbünden oder im Wallis. Betrachtet man dazu die heutige Anordnung auch der *südalpinen Molasse* zwischen Brescia, Como und dem Süden des Langensees, so scheint deren bogenförmige Ausbuchtung gerade im Bereiche hinter der Tessiner Kulmination auffällig genug, um auch einen *zeitlichen Zusammenhang* zwischen diesem nordwärts-schauenden *insubrischen Molasse-Bogen* und einer weiteren Aufwölbung der Tessiner Kulmination in der Insubrisch/emilianischen Spätphase der alpinen Zusammenschübe zu bezeugen. Dass im übrigen die Stauungszone der sog. *insubrischen Antiklinalen* zwischen Adamello und Sesia zum grössten Teil gleichfalls vor dem Hauptvorstoss des Neo-Apennins im Raum zwischen Parma, Pavia und Alessandria liegt, und in diesen Abschnitt auch die stärkste *Unterschiebung der alpinen Wurzeln* fällt, in den Südalpen auch der Sondervorstoss der *Grigna/Generoso-Scholle*, ist weiterhin bemerkenswert.

Im Raume der *westlichen Südalpen* ist, neben dem generell in „emilianischer“ Richtung verlaufenden Gebirgsrand, eine Reihe von sonderbaren *Interferenzerscheinungen* auffällig, wo prinzipiell bereits im Sinne des beginnenden Westalpenbogens südwestwärts einschwenkende nördlichere Bau-Elemente an gleichfalls in emilianischer Richtung verlaufenden Linien *schief abstossen*. So sind vor allem auffallend die Gegensätze zwischen den generell von Nordosten gegen Südwesten verlaufenden Elementen der bergamaskischen Einheit beidseits Val Brembana oder an der Albenza, oder in der Alta Brianza und bis Mendrisio hinein, und den ostwest-, ja oft sogar nordwestwärts streichenden Linien des bergamaskischen Randsaumes zwischen Bergamo und der niederen Brianza bis nach Como und

Mendrisio hinein. Dass weiterhin auch der besonders stark zusammengestaute und darum so komplexe Grigna-Abschnitt gerade vor den emilianischen Hauptvorstoss im Südosten von Pavia fällt, ist abermals hier zu vermerken. Ob schliesslich durch diesen späten genuesischen Gesamtvorstoss gegen den padanischen Untergrund und die Schweizer Alpen nicht sogar auch die *penninische Tektonik beidseits der Tessiner Alpen* noch beeinflusst worden ist, steht heute prinzipiell und durchaus zur weiteren Diskussion. Vorderhand jedoch scheint der in sich als eigenes Sondergebiet so geschlossene *Raum der Tessiner Decken* nicht einfach, etwa im Sinne KOSSMATS, als ein im Gebiete der Tessiner Kulmination nur um geringe Beträge unter seine beidseitigen, einstmals *streichenden* Nachbarsektoren etwas axial unterschobenes, gewissermassen *lokales* und im Streichen *nicht allgemein durchhaltendes* Element in einer sonst einheitlich gebauten und im Streichen allgemein durchziehenden penninischen *Gesamtzone* deutbar zu sein, und dies sowohl aus faziellen wie tektonischen Gründen. Wohl aber zeigt sich gerade in diesem Sektor eine auffällige *Akzentuierung des alpinen Längsprofils*, verbunden mit einer zum Teil grossartigen *Verbiegung der alpinen Falten- und Deckenachsen*, vom flexurartig steilen Niedersinken im Simplongebiet und der merkwürdigen Queraufwölbung der Mischabel-Deckenbasis im hinteren Laquintal – wo ja die Zone von Antrona als so auffallendes „querstreichendes Halbfenster“ im Kern einer regelrechten Querfalte erscheint –, über die seit langem bekannte Querzone der Maggia-täler bis hinüber zu den Querfaltenbündeln der Rätischen Alpen, ins Misox, an den Bernhardin und den Splügen, ja sogar Valle di Lej, Avers und den Murettopass. Ein Phänomen, das mit der weiteren Aufwölbung und *Verstärkung der Tessiner Kulmination* im Abschnitt *vor dem nachrückenden Nordapennin* auf das engste genetisch verbunden ist, vom Simplon bis ins oberste Engadin, den Berninapass und selbst das Puschlav. Dass ferner im Sektor der Schweizer Alpen jüngere Deformationen auch die grosse mittelpenninische Einheit der *Mischabeldecke* in besonders grossem Ausmass betroffen haben, steht nach der komplizierten und sicher erst nachträglich entstandenen Ausgestaltung ihrer Basisfläche und einer Serie querer Zusammenstauchungen im Sinne eigentlicher Querfaltung wohl sicher. Und wenn wir im schweizerischen Osten die vorgeschobene Lage der Klippendecke ohne weiteres mit passivem Vorschleppen unterostalpinen Falknis/Sulzfluh-Scherben an der Basis der aktiv vorgestossenen oberostalpinen Hauptschubmasse der Silvretta und der Kalkalpen des Rätikon verstehen und begründen können, so zeigt andererseits gerade das Zurückweichen der oberostalpinen Kristallinfronten gegen Westen hin nur zu deutlich, dass das im westschweizerischen Sektor so klare und ganz besonders ausgeprägte *Vorprellen der exotischen Massen der Préalpes romandes*, d. h. der westschweizerischen Klippen-, der Simmen- und der Brecciendecke, auf einen besondern und *anderen* Vorgang zurückgeführt werden muss, nämlich auf das von *Lugeon* und *Gagnebin* so überzeugend geforderte, im übrigen aber auch bereits von *ARGAND* vor Jahrzehnten schon angenommene *Abgleiten* von – vielleicht weniger nur „hochgestauten *Massivschwellen* –, sondern von mit denselben verbundenen, neu-akzentuierten *Sonderschwellen der zentralalpinen Zone* sogar, die abermals vor dem „ligurischen“ Apennin-Vorstoss gelegen wären. Dass im Verlaufe des Jungtertiärs aber solche weiteren Akzentuierungen des alpinen Querschnittes effektiv stattgefunden haben, zeigt in grossartiger Weise der weithin zyklische Ablauf der Molasse-Sedimentation auch im Grossen, vor allem der unvermittelte Einsatz erneuter Geröllschübe aus den Zentral-Alpen zu Beginn des Burdigals, über einem weitgehend geröllfreien, mit Ausnahme der lokalen subalpinen Schuttfächer meist nur sandig-mergeligen Aquitan bis weit ins schweizerische Mittelland und sogar den Jura

hinaus, und die weitere gewaltige und immer wieder neu und kraftvoll sich erhaltende zentralalpine Geröllausfuhr bis in das obere Torton hinauf. Lauter Dinge, die abermals besonders ausgeprägt im *schweizerischen* Molasse-Sektor und damit wiederum im *Bereich des genuesischen Blockvorstosses* verwirklicht erscheinen, wo die Geröllausfuhr aus den zentralen Alpen ja in den grossen Nagelfluh-Fächern des Napf und der Ostschweiz die weitaus grössten Ausmasse im gesamten nord-alpinen Molassebecken erreicht hat. Sowohl gegen Osten wie gegen Westen flaut dieser alpine Geröll-Export in das Vorlandbecken, *und* gegen die padanische Tiefe rasch und deutlich ab.

Damit kommen wir mit unserer Betrachtung nun in die eigentlichen Westalpen hinein, deren Bau gemäss der Verengung der westalpinen Bogenschlinge natürlich ganz besonders kräftige Zeugnisse für den zu ihrem Verständnis überhaupt mechanisch notwendigen „genuesischen“ Vorstoss aufweisen muss. In der Tat fallen in dieser Beziehung eine ganze Menge merkwürdiger *Besonderheiten im Westalpenbau* auf.

Da ist zunächst einmal die grossartige Einknickung der alpinen Randzüge der südlichen Basses-Alpes in der *Kettung des Var*, im Norden von Nizza, hervorgerufen entweder durch eine Unterschiebung des provençalischen Sonderblockes mit dem alten Kernmassiv Maures/Estérel unter die alpinen Randfalten, oder durch besonderen Widerstand des genannten Massivs gegenüber den vom süd-piemontesischen Raum südwestwärts zum Ausweichen gezwungenen helvetischen Randelementen. Dass gerade in diesem wichtigen Sektor der südlichsten Alpen, d. h. auf dem Querschnitt *Maures/Mercantour*, durch die neueren Untersuchungen FALLOTS und seiner Schüler auch klare Zeugen erhöhter Zusammenpressung oder eines jungen ganz *besonderen* Aufstieges des Mercantour anhand von kleineren Deckenstrukturen im Tal der Roja aufgedeckt worden sind, zeigt die besondere Intensität der tektonischen Spannungen zwischen Mercantour und Massiv der Maures nur abermals in nicht unerwarteter Weise.

In der *autochthonen Massivzone* der Westalpen ist weiterhin aber seit langem aufgefallen die einer effektiven Knickung derselben äusserst ähnlich sehende bruske Änderung der Streichrichtung, und zwar – nach dem Verlauf der mesozoischen Mulden zu schliessen – des alpinen Streichens, wie sie zwischen dem südlichen Belledonne- und Grandesrousses-Massiv einerseits, dem Pelvoux andererseits ganz offenkundig und in grosser Schärfe besteht. Ob diese Knickung aber wirklich nur in jenem blossen generellen Zurückweichen der Kristallingrenze vom Aussenrand der Belledonne zum Aussenrand des Pelvoux im Raume zwischen Vizille und dem oberen Drac sich bekundet und von diesem Zurückweichen effektiv auch zur Gänze illustriert wird, ist eine weitere Frage. Denn es scheint dort ein äusserer Teil des Belledonne-Massivs über die Kuppel von La Mure im Tale des Drac weiterzustreichen, um sich über den Dom von Remollon an der Durance und durch den Untergrund des Fenstergewölbes von Barcelonnette zu verbinden (?) mit dem Mercantour, während die inneren Elemente der Grandes-Rousses und des Pelvoux in auffallender Schärfe – die trennenden Sedimentmulden laufen im Godemar und Champsaur *fast quer unter die penninischen Fronten hinein* – sogar *radikal gegen Osten abgelenkt* erscheinen. Die Zone des Pelvoux strebt so, wie schon vor Jahren angenommen wurde, weit hinter den Mercantour hinein, und wir stehen daher hier, in der äusseren Massivzone der französischen Alpen, in Tat und Wahrheit vor einer *äusserst scharfen* und in Wirklichkeit weit kräftigeren *Knickung der Massivachsen* als der blosse Verlauf der kristallinen Aussengrenze zwischen Belledonne, Pelvoux und dem faziell überhaupt schon eher „provençalischen“ Mercantour rein äusserlich dies vermuten liess.

Noch andere Dinge fallen in dieser autochthonen Zone der Westalpen auf. Wenn der Ostteil der Belledonne, samt deren Rückensplittern in den Grandes-Rousses, wirklich über das Massiv des Chaillol im Süden der Mulde des Godemar ostwärts unter den Flysch der Dourmillouse zieht und somit des weiteren fast quer unter die Front des Briançonnais, so erfährt auf jeden Fall der Westteil der Belledonne im eigentlichen *Mercantour* gegenüber dem Sektor am Drac eine sehr beträchtliche Verstärkung durch *vermehrte Heraushebung*. Dazu stellt sich an der Front dieser äusseren Massivzone, vor dem Mercantour, im *Dom von Barrot* eine weitere Komplikation des „helvetischen“ Vorlandes ein, die eben, samt der genannten neuerlichen Akzentuierung der Massivzone und deren Südwestabfall im Mercantour selber, auf beträchtliche jüngere Nordstösse des provençalischen Gesamtblockes, vor allem eine kräftige *Unterschiebung des Massivs der Maures* gegen die in Bildung begriffene südliche Alpenkette zurückgeführt werden muss. Und wenn wir endlich den *Pelvoux* selber näher betrachten, so scheint er uns mit seinem so seltsam rundlichen Umriss, der in der ganzen autochthonen Massivreihe bis an den Tödi hinauf in seiner Art einzig dasteht, kaum anders zu verstehen zu sein denn als ein durch eigentliche, *quer* zur alpinen Normal-Schubrichtung, d. h. *in der Richtung der Kettenachse* stattgehabte *Längsschübe* an der genannten Westalpenknickung *besonders herausgehobenes Fragment* einer inneren, in den ganzen übrigen Westalpen bis hinauf an den Gotthard sonst verborgen bleibenden Massivzone. Nicht umsonst zeigt auch der Pelvoux eine Faziesentwicklung seiner mesozoischen Umhüllung, die wir im Sektor der Schweizer Alpen erst weit hinter der helvetischen Schelfzone, d. h. in den Schiefergebirgen des Lugnez und am Südabfall des Gotthard wieder finden. Aber der Pelvoux überschiebt oder überstülpt nun nicht nur an den Mulden von Godemar das gegen Osten abdrehende, primär frontal gelegene Belledonne-Element des Chaillol gegen *Süden* hin, sondern er überschiebt, hoch über dem Tale von La Grave, auch recht klar seine eigene nördliche Sedimentumhüllung auf höchst kräftige und eigenartige Weise gegen *Norden* hin, in den berühmten Verkeilungen von Kristallin, Trias und Lias am Fusse der Meije. So erscheint der „Knopf“ des Pelvoux als ein durch *in axialer Richtung tätig gewesene Schübe* nur ganz lokal *besonders herausgehobenes innerstes autochthones Element*, als ein eigentlicher, auch entsprechend seiner ganzen so scharf neubelebten morphologischen Gestaltung *erst in junger Zeit noch besonders herausgedrängter*, allerdings *grossartiger zentraler Pfeiler der westalpinen Massivzone*.

Die autochthone Massivzone der französischen Westalpen legt somit in ihrer Innentektonik ein höchst beachtenswertes Zeugnis von der gewaltigen Kraft der in einer letzten orogenetischen Phase noch *axial* auf den Westalpenbogen einwirkenden, im Sinne ganz bedeutender *Querfaltung* aufzufassenden Zusammenschübe. Es ist aber diesen Dingen, obwohl schon FRANCHI, NOVARESE und ARGAND mehrfach auf eine notwendig stattgehabte nachträgliche *Verkürzung* und damit auch *kräftige Akzentuierung* des westalpinen Bogens in relativ junger Zeit aufmerksam gemacht haben, wohl weiter systematischer noch nachzugehen, und es wird vielleicht in dieser Beziehung einmal von besonderem Interesse auch noch werden der Nordzipfel des Belledonne-Massivs, wo im Winkel von Beaufort die tektonischen Komplikationen desselben sich auffallend und unvermittelt rasch häufen gegen den Montblanc hin, und wo man an etwas schief aneinander vorbei häuften gewordene axiale Schubkomponenten denken könnte, die vielleicht auch noch für den klassischen Bau des Mont Joly mitverantwortlich sein könnten.

Sicher sind nun aber seit langem die Folgen dieser Zusammenpressungen in der Achsenrichtung des Westalpenbogens in den inneren *penninisch-piemontesischen* Zonen, wo nach FRANCHI und STELLA in erster Linie ARGAND auf diese Dinge

besonders hingewiesen hat. Der kurze kräftige *Dom des Gran Paradiso*, in seiner äusseren Gestalt so ähnlich dem „Knopf“ des Pelvoux, sinkt axial ausserordentlich rasch in die beidseits anschliessenden Achsendepressionen von Lanzo und von Aosta hinab, und er ist auch in dieser Beziehung genetisch ganz direkt mit dem Pelvoux zu vergleichen, auch wenn eine wirkliche axiale Maximalherauspressung durch eigentliche Querfalten hier, bis auf wenige verdächtige Stellen in Valsavaranche und südlich Cogne, scheinbar nicht stattgefunden hat. Die axialen Schwankungen sind aber auf jeden Fall hier ganz besonders ausgeprägt, in einem Masse, das sich weiterhin gegen die Schweizer Alpen und durch dieselben hindurch bis in die Tauern hinein nicht mehr wiederfindet. Es ist zwar möglich, dass neuerliche Querfaltung nördlich Alagna allerdings auch noch den südlichen Rücken der Monte Rosa-Kuppel ergriffen hat. Bekannt ist weiter im westalpinen Sektor das bruske Wiederauftauchen der Zone der Valsavaranche in der kurzen *Kuppel des Mont Ambin*; die axiale *Knickung der Sesia-Zone* im Raume von Lanzo; die *Querfaltenbündel* der nördlichen und vielleicht auch der südlichen *Doramaira-Masse*, im Gebiete der Rocciavré vor allem; dann das bruske Abdrehen von deren südlichen Teilen gegen Saluzzo hin; die auf jeder geologischen Karte sichtbar werdende auffällige *Vorknickung der Achsen zwischen Gran Paradiso und Doramaira-Massiv*, wodurch die Monte Rosa-Zone in diesem Sektor, *vor dem Westsegment des Apenninbogens* in den Colli Torinesi und dem *ligurischen Vorstoss am Golf von Genua*, irgendwie *nordwestwärts vorgeschleppt* erscheint, wobei auch die *Mischabel-Rückfaltung in Valsavaranche* gegenüber jener am Mont Ambin ganz bedeutend *verstärkt* wird, durch die mit dieser Vorschleppung automatisch verbundene stärkere Unterschiebung des Gran Paradiso gegenüber jener der nördlichen Doramaira-Masse in der Gegend von Susa. Deutliche Zeugen quer, d. h. in *axialer* Richtung stattgehabter Schübe liegen ferner in den schief zum grajischen Gebirgsbogen so merkwürdig *zusammengeschachtelten* Elementen zwischen *Vanoise, Grande Casse* und *Mont Pourri* vor, und es ist in dieser Hinsicht auffallend, wie diese internen axialen Komplikationen der Mischabeldecke jenseits der stauenden Ecke des Montblanc sich verlieren, die verschiedenen Elemente des Briançonnais-Fächers, der Vanoise und der Val Savaranche im zentralen Wallis weitgehend ausgeglättet hintereinander ostwärts ziehen und auf solche Weise die axiale Ineinanderschachtelung der Grajischen Alpen dort fehlt. Östlich Val des Dix verliert sich, aber nun wohl bereits unter dem Einfluss der „ligurischen Rückland“-Impulse und dem damit zusammenhängenden maximalen Vorstoss der Walliser Dent-Blanche-Decke, sogar die grosse und durch die ganzen Westalpen erkennbare „Rückfalte“ der frontalen Briançonnais-Zone am Ostrand des *Bagnes-Fächers*, in der Gruppe des *Pic d'Arzinol*, und scheint, nach einer queren Stauchung allerdings, quasi vorgewürgt, jenseits Val d'Hérens in der einheitlicheren, wohl in sich zerschlitzten, aber keinen eigentlichen Stirnfächer mehr aufweisenden, sondern als Ganzes scharf nordwärts bis über das Rhonetal hinaus vorstrebenden Kristallinplatte der *zentralen Walliser Mischabeldecke* aufzugehen. Nähere Studien in der Umgebung von Evolène und Hérémence sind zur Sicherstellung dieser Dinge zwar noch weiter notwendig. Dass aber auch das Element der Kuppel von *Boussine* gegen Osten hin sich verliert und mit dem Bagnes-Fächer zum einen einheitlichen und generell nach Norden getriebenen Mischabel-Kern im Nicolai-Tal verschmilzt, gehört in die gleiche Kategorie der von den Westalpen gegen Osten hin sich vollziehenden Veränderungen des penninischen Baues und verrät einmal mehr den im penninischen Bogen des Wallis nochmals *besonders gesteigerten Nordmarsch* aller Elemente *vor der genuesischen Stossfront*. Mit der weiteren Annäherung an die grosse Querlinie Pavia-Tessin-Gotthard aber komplizieren sich schon wenig öst-

lich der Vispertäler, wohl auch mitbedingt durch den gesteigerten Widerstand des hier nun rasch aufsteigenden Aarmassivs im Raume nördlich Brig, die Dinge erneut und in zunehmendem Masse; das zeigen am Simplon die Verfaltungen der Bérissal-Gneisse mit der Monte Leone-Masse, das Auftreten eines neuen, östlichen Bagnes-Fächers und weiter die scharfen Komplikationen der Mischabeldecke vom Laquin- und Zwischbergental gegen Val Bognanco und Antrona hin nur allzu deutlich.

Auf besonderen Zusammenschub des Westalpenkörpers an der Front des ligurisch-genuesischen Nordstosses, z. T. zwar auch auf die von demselben im Verein mit dem Massiv der Maures erzwungene Achsenverknickung des Westalpenbogens gehen aber noch *weitere Eigentümlichkeiten des westalpinen Baues* zurück. So erscheint wohl in den *Westalpen*, vom Ambin über Valsavaranche bis nach Zermatt und Saas, der innere Teil der *Mischabeldecke* in besonders grossartiger *Rückfaltung* über die Zone der Monte Rosa/Gran Paradiso-Kuppel *gegen das Innere des Westalpenbogens überkippt*, von derselben auf über 200 km Länge durch speziell kräftige Unterschiebung erzeugt; in den entsprechenden tektonischen Elementen *Graubündens* aber finden wir, nur knapp 120 km weiter östlich, diese grossartige Rückfaltungszone nur mehr *schwach* angedeutet im oberen Bergell. Die Intensität dieser Mischabelrückfalten erreicht ihr Maximum wohl in Valsavaranche, vor der erwähnten *speziellen Vorknickung der Achse der Monte Rosa-Zone* zwischen Gran Paradiso und Doramaira-Massiv, sie mag dort durch Querstauchungskomponenten im Westalpenbogen noch verstärkt worden sein, hält aber weiterhin in klassischer Form ja an bis nach Zermatt, Saas und die Weissmiesgruppe, wo sie durch axiales Ausheben wohl heute verschwindet, bestimmt aber einst über den Tessiner Alpen auch noch weit ostwärts fortgezogen ist. *Diese ganze Rückfaltenstrecke*, die im Grunde ja schon von Savona und Pradlèves in die Westalpen herauf zieht, *liegt klar vor dem jüngeren Rückenstoss im Raume des ligurischen Golfes* und steht damit wohl *mit demselben auch in genetischer Beziehung*. Denn wo dieser genuesische Vorstoss des Apennins, jenseits der Transversale Genua-Pavia, mit seiner Aussenfront konform dem emilianischen Apenninrand und der Po-Linie südostwärts zurückweicht und damit augenscheinlich *an Intensität verliert*, da erscheint, im Sektor *Graubündens*, auch die Mischabelrückfaltung bei weitem nicht mehr in ihrer westalpinen Prägnanz, da *lockert sich der Bau der Alpen* überhaupt, da tritt auch die penninische Kristallinstirn der Mischabeldecke *nicht mehr* wie im Wallis oder den Westalpen *bis nahe an die autochthone Massivmauer heran* oder *sogar über dieselbe hinaus*, wie zwischen Visp und Sierre etwa, sondern da bleibt diese mittelpenninische Hauptfront, wenn auch immer noch mit einer gewaltigen Frontalstauung im Fächer von Ferrera, viel weiter im Süden, im Schams und Rheinwald *zurück*, und zwar stellenweise *um mehr als 30 km* hinter dem Aarmassiv-Südrand bei Truns. Dass im selben bündnerischen Alpensektor die *Dent-Blanche-Kerne der Errdecke* um *fast 40 km* hinter den südlichen Aarmassivresten zurückbleiben, während im Wallis die Front des Dent-Blanche-Systems den Südrand der autochthonen Massivzone, der wohl durch die Linie Brig-Visp-Mont Dolent primär gegeben erscheint, praktisch überhaupt erreicht, sei weiterhin festgestellt.

Es zeigen sich somit im Bau der Alpen, wie er sich heute kundgibt, *zwischen West- und Ostabschnitt* der Kette eine ganze Reihe von *Unterschieden*, deren *blosses Vorhandensein* sich prachtvoll in das allgemeine Bild eines letzten *noch besonderen Vorstosses einer mächtigen starren Scholle im Hinterland der apenninen Randbogen im Süden von Pavia*, d. h. *etwa im Raume des Golfes von Genua* einfügt, und dies sogar dann, wenn wir den Deckenbau der Westalpen gegenüber dem heute

üblichen Schema sehr weitgehend reduzieren wollten. Denn an diesem Zusammenspiel zwischen alpinen und apenninischen Räumen nehmen in erster Linie nur die *sekundären Akzentuierungen* des Quer- und des Längsprofils der Kette teil.

Umgekehrt aber lehren die gewaltigen Strukturen der *Ostalpen*, dass, trotz des klaren südöstlichen *Zurückweichens* des Apenninrandes zur Adria hin, die *Effekte der tangentialen Schübe gegen Osten zu erneut und in grossartigem Maßstabe zunehmen*, mit dem schon von Glarus an sich abzeichnenden *Vortrieb des ostalpinen Gebirgsbogens* als ganzem, mit der *Steigerung der oberostalpinen Schubweiten* gegenüber den Westalpen, mit der mächtigen und tiefgreifenden *Aufwölbung des Tauernfensters*, das, im Gegensatz zu manchen neueren Anschauungen, gemäss seinen durchaus gesicherten Schistes-lustrés-Serien als solches tatsächlich besteht, mit dem *jungen Vordringen der Bozener Scholle* samt jenem der Oetzmasse, oder mit dem *Vorstoss der bellunesischen Randeinheit* am oberen Piave bis weit in die Südalpen hinauf. Der *ostalpine Bogen* setzt damit ohne Zweifel *ein eigenes neues „Kraftzentrum“* in seinem südlichen Rückland voraus, das nun aber nicht mehr im Sektor des „ligurischen“ Vorstosses liegt, sondern in dem weit östlicheren *Vorschub eines besonderen Adria-Blockes*. Der Bogen der *Ostalpen* hat damit, obwohl heute weitgehend mit den westlichen Abschnitten des Gesamtgebirges verbunden, und klar mit den westlichen Alpen zu einer einzigen Gebirgskette verschweisst – durch seine Haupt-Fazieszonen, tektonischen Übergänge und Angleichungen –, im Detail *doch seine eigene Geschichte*. Der heutige Westalpenssektor zwischen Bernina und Mittelmeer liegt klar unter dem Sondereinfluss eines jungen Blockvorstosses des *Nordapennins* und einer dahinter nachdrängenden *ligurischen Masse*, die *Ostalpen* aber erhalten ihr Sondergepräge ganz deutlich unter dem Eigenvorstoss eines *adriatischen Blockes*.

Zwei verschiedene Gross-Schollen des heutigen Mittelmeergebietes haben somit, zum mindesten in den Spätphasen der Orogenese, die heutigen Unterschiede des alpinen Baues zwischen Ost- und Westabschnitt der Alpenkette geschaffen. Aber während die *adriatische Masse* ohne jeden Zweifel ein weitgehend aktives Element des *afrikanischen Rücklandes* der alpinen Ketten bedeutet, haben wir im *Ligurischen Meer*, im Hinterland der Westalpen und der Schweizer Alpen, als stossende Masse ebenso zweifellos zunächst den *korsisch-sardischen Block* anzunehmen, d. h. ein – zwar schon primär weit südlicheres – *Fragment des europäischen Vorlandes*, das nur seinerseits durchaus *passiv*, vom westlichen Afrika her, vor der rechten Flanke des Balearenbogens erneut nochmals in die alpine Kettenschlinge hineingestossen worden ist. Bevor wir aber gerade diese und noch andere für den Bau Europas von fundamentaler Wichtigkeit werdenden Dinge weiter verfolgen, sei nochmals kurz an den südlichsten Alpenabschnitt längs der *ligurischen Küste* zurückgekehrt. Dort fallen unter anderem folgende Punkte in mechanisch-tektonischer Hinsicht weiter auf:

Das merkwürdige östliche *Abdrehen der Briançonnais-Zone* im Südosten des Mercantour, und dies, trotzdem sich nirgends ein sichtbar auftauchendes Vorland-Hindernis von der Art eines weiteren Mercantour oder auch nur Anzeichen eines solchen zeigen würden, wurde bereits erwähnt; ebenso der resolute Charakter dieses Einschwenkens zur ligurischen Küste besonders im Raume von *Savona*. Dazu kommt nun aber weiter noch etwas anderes: das ist ein durchaus auffälliges erneutes *Wiedererstarken* der Briançonnais-Zone – oder einer inneren Ablösung derselben – von der Mercantour-Achsenkulmination gegen Osten hin, verbunden mit dem Wiederauftreten mächtiger alter Kerne, die nach ihren Dimensionen durchaus jenen des Wallis oder Graubündens vergleichbar sind. Eine Erscheinung, die noch um so eigentümlicher wirkt, als nördlich des Mercantour diese Briançonnais-

Stirnzzone bekanntlich über weite Räume mit ihren alten Kernen kaum in Erscheinung tritt. Der Grund zu diesem abermaligen Erstarken des Briançonnais-Fächers und zu dessen weiteren höchst kräftigen Kern-Komplikationen, im Querschnitt des Pic d'Ormea und von dort noch weit gegen Osten, liegt offensichtlich im *verstärkten Widerstand* einer unter dem ligurischen Meer, vielleicht aber bereits unter dem so auffällig breiten Flyschgebiet von Imperia verborgenen starren *Vorlandmasse*, oder viel eher noch in einem erneuten *Nordstoss* einer solchen und damit verbundener gesteigerter *Unterschiebung des gesamten südlichen Westalpen-segmentes*. Dank derselben tritt südlich Acqui auch der kristalline Kern der Monte Rosa-Kuppel auf einer neuen Achsenkulmination unter dem Ophiolithmantel der Gruppe von Voltri empor, im Deckenscheitelgewölbe von Valosio; und wenn wir östlich Savona die Zone der zunächst noch normal der ligurischen Küste entlang streichenden Triasaufbrüche von Arenzano/Cogoletto als die südliche Basis der *Ophiolith-Serien von Voltri*, wie das neue Blatt Genova der geologischen Karte Italiens wenigstens andeutet, schief und scharf nordöstlich über den *Passo del Turchino* bis nach *Campo Ligure* hinauf streichen sehen, als *gegen Norden vorgewürgte*, in sich weiter und zum Teil höchst komplexe *Antiklinalzone*, so ist wohl ein Nordstoss heute im Meere südlich der ligurischen Küste begrabener Massen zur Begründung dieser Phänomene überhaupt nicht mehr von der Hand zu weisen. Durch einen solchen *Vorstoss „ligurischer“ Massen* kam es im Raume von Genua zu einer regelrechten und scharfen *Vorschleppung der Alpenkette* gegen Norden, sichtbar im Element der Gruppe von Voltri durch das Auftauchen des schiefen Quersattels des Passo del Turchino; aber diese grosse *Verknickung der Achsen* im genannten Raum ist als bloss *horizontale Schleppungserscheinung* an der Westflanke der erst weiter *östlich*, im Querschnitt Genua-Pavia *besonders aktiv nordwärts gedrängten Gebirgssektoren* zu betrachten. Auch an eigentliche Querfaltungs-Phänomene im Sinne *schräger Zerrungsfalten* ist in diesem scharf nordwärts geschleppten ligurisch-genuesischen Gebirgsabschnitt zu denken, Dinge, die vielleicht auch an der ostalpinen Deckenbahn im Dach der Gruppe von Voltri, in der oft auffallend direkt flexurartig steil in die Tiefe sinkenden *Serie von Sestri-Voltaggio* sich ausdrücken. Dass diese alte Deckenbahn dabei weiter verschert, zerbrochen und in den einzelnen Abschnitten auch gegeneinander schief verschoben worden ist, passt nur weiter zum gegenwärtig vorgefundenen Bilde. Es zeigen sich somit *gerade im alpinen Bau Liguriens sehr ausgeprägte Sonderzüge*, die mit der *Einengung des Westalpenbogens* genetisch abermals auf das engste verbunden sind und die wie jene, aber nun ganz direkt, auf einen *ausgedehnten und höchst kräftigen Nordstoss* heute in der Tiefe des ligurischen Meeres *versunkener mächtiger Massen* zurückgeführt werden müssen. Und wenn wir vor diesem ligurischen Kettenabschnitt des weiteren, und nur gerade hier, zwischen Alessandria und Casale die *Colli Torinesi* als eigene *apenninische Vorwelle* dem Becken von Asti entsteigen sehen, bis hinüber nach Turin, so fügt auch dieser piemontesische Sonderzug sich nur abermals in bester Weise unserem allgemeinen Bilde ein.

* * *

Damit aber sind nun eine grossartige Reihe tektonischer Züge der Alpen, der Po-Ebene und des Nordapennins auf eine relativ späte, aber ungemein kräftige *Deformation des primären alpin-apenninischen Grundplanes* zurückgeführt, und wir haben nach deren tieferen Ursachen zu forschen, im besonderen nach der konkreten *Entstehung* der nunmehr wohl erwiesenen *alpin-apenninischen Kettenverknickung*.

Die Lösung wird einfacher als es vorerst scheint, denn sie muss zunächst rein theoretisch wohl am ehesten in einem *späten Blockvorstoss der korso-sardischen Vorlandmasse in die ligurische Verknickung und den nördlichen Apennin hinein* gesucht werden, wie ein solcher zwar schon vor über 25 Jahren im „Bau der Alpen“ mit aller Deutlichkeit angenommen worden ist. Erscheint dies nach den gegebenen und heute erreichbaren Daten möglich, und wie hat man sich dieses Blockspiel im einzelnen vorzustellen?

Das *korso-sardische Massiv* bildet, zusammen mit dem Fragment der Maures und der katalanischen Masse, primär mit jeder Sicherheit das nördliche resp. äussere Vorland der alpinen Geosynklinal-Ketten, gegen Westen sich lose verbindend mit der iberischen Meseta und der alten Zentralzone der Pyrenäen, gegen Norden – durch den zwar erst heute so schmalen Untergrund der Provence – sich irgendwie fortsetzend in den herzynischen Untergrund Frankreichs, vor allem das Zentralplateau. Ein derart mit seiner iberischen und gallischen Nachbarschaft zu einer *mechanischen Einheit verschweisster*, gewissermassen verhängter korso-sardischer Block hätte nun aber höchstens als *Ganzes* auf seine Umgebung wirken können und er wäre damit *niemals* imstande gewesen, gerade speziell *nur die west-alpine Schlinge, den Nordapennin, die Po-Ebene* und die dahinter liegenden *Schweizer Alpen* auf die geschilderte Weise zu deformieren und dabei ganz besonders *den Abschnitt von Genua noch speziell „einzudrücken“*. Nur *getrenntbewegte*, gegeneinander *weitgehend frei bewegliche Sonderschollen* können dieses tektonische Spiel wirklich betrieben haben, und wir haben uns daher einmal nach sonstigen, auf dem Festland tatsächlich beobachtbaren *Anzeichen der Auflösung des europäischen Vorlandes in verschiedene Einzelschollen* etwas näher umzusehen.

Dass der europäische Vorland-Kontinent während der Zeit der alpinen Bewegungen, genau wie der afrikanische, tatsächlich in verschiedene Einzelschollen zersplittert ist, die heute durch gewaltige und ausgedehnte schief und quer zum alpinen Kettengürtel verlaufende *Bruch- und Grabensysteme* voneinander getrennt erscheinen, zum Teil mit beträchtlichem Vulkanismus an den Trennungsfugen und in den Grabentiefen, daneben auch durch transversale Verschiebungen oft gegeneinander verschoben sind, ist längst bekannt und gehört wohl zu den Grunderkenntnissen europäischer Geologie. Es sei erinnert an den grossen portugiesischen Randbruch am Westabsturz der iberischen Meseta gegen den Atlantik hin, an den Rhône/Saône-Bruch am Ostabfall des Zentralplateaus, an die Gräben und Vulkanreihen der Auvergne und der Limagne, den Nordostrand des aquitanischen Beckens, die Rheintalbrüche und ihre nördlichen Ausläufer bis in und über die norddeutsche Tiefebene hinauf oder hinaus in die Niederrheinische Bucht gegen Bonn und Köln, samt dem jungen Vulkanismus des Kaiserstuhls, des Rhön und des Vogelsberges, der Eiffel und des Laachersees, die Bodenseerbrüche mit dem Vulkanismus des Hegau und des Bodensees und ihre weiteren schon längst angenommenen südlichen Ausstrahlungen bis hinauf zum Hirschsprung, den Hohen-Kasten- und Gonzenbrüchen im Gebiete von Sargans, den Südwestabbruch des Thüringerhorstes, des Fichtelgebirges, der böhmischen Masse, die Phänomene des böhmischen und bayrischen Pfahls, den Elbegraben Böhmens und der Lausitz oder die schlesischen Randbrüche im Osten der Sudeten, im Norden an die norwegische Rinne, die Brüche Schonens, an der unteren Donau das Bruchgebiet um die Dobrudscha und anderes mehr. Auch auf Sardinien zeigt sich bekanntermassen die alpine Aufsplitterung des alten Vorlandblockes in einer deutlichen Abtrennung der westlichen Randgebiete der Nurra und des Iglesiente durch den grossen Graben des Campidano und von Sassari und dessen mächtigen jungen Vulkanismus, ein Gebilde, dessen weiterem Ostrand auch die brüsk abbrechende

Westküste Korsikas nordwärts zu folgen scheint. Dass daneben auch Bruchsysteme *konform dem Streichen* der alpinen Ketten verlaufen, sei gleichfalls in Erinnerung gebracht, in erster Linie der Guadalquivir- und der Donaubruch, zwischen Belfort, Besançon und Dôle die subjurassische Bruchtiefe als Verbindungsstück zwischen Rhein- und Saônegraben am Südfall der Vogesen, im Südosten der nordbulgarische Bruch der Walachei, vor der Nordfront der Karpathen der Weichselbruch am Südrand der Sudeten und der Lysagora, oder im Süden des Erzgebirges die durch die böhmischen Vulkanreihen so klassisch garnierte Karlsbader Linie oder endlich, vielleicht als westliche Ablösung des Weichselbruches, jene grossartig konsequent bleibende Linie, die der Kernstörung der grossen Molasse-Antiklinale der Schweiz zugrunde liegt, die zwischen dem Alpenrand und dem Gebiet der flach liegenden Molasse das eigentliche und kaum mehr bewegte Vorland der Alpen gegen Süden hin in grosser Schärfe abschliesst und damit das alpin noch zusammengestossene Gebiet der subalpinen Molasse vom eigentlichen äusseren Vorlandblock abtrennt.

Eine höchst beträchtliche Zersplitterung des alpinen Vorlandes zu alpiner Zeit steht somit jedenfalls fest, auch wenn dieselbe am einen Orte etwas früher, am anderen etwas später eingesetzt hat; denn das liegt nur in der Natur der über grosse Zeiträume sich hinziehenden bald rascher, bald langsamer zur Auslösung gelangenden alpinen Krustenbewegungen. Und dass andererseits auch der alpine *Rücklandblock der alten Gondwanamasse* an gewaltigen Bruchsystemen aufgesplittet wurde, im grossen zur selben Zeit wie die europäischen Vorlandschollen, ist gleichfalls schon seit langem bekannt und zum Teil ebenfalls grossartig dokumentiert: von den Küsten Vorderindiens und West-Australiens über die afrikanischen Brüche und das Rote Meer bis hinauf nach Syrien und an den Südfuss des Taurus. Aber auch innerhalb des heutigen *östlichen Mittelmeeres*, und sogar noch darüber hinaus in den einst afrikanischen Fragmenten *Südeuropas* und sogar der *Alpen*, sind *Ausstrahlungen* dieser afrikanischen resp. genauer „*erythräischen*“ Brüche bekannt geworden: im jungen Grabeneinbruch des Ägäischen Meeres der nach DESIO und anderen auch transversale Schollenverschiebungen aufweist, nebst beträchtlichem Vulkanismus und überaus kräftigen Bebenherden, in den Bruchsystemen Südkalabriens, in den vulkangekrönten Spalten zwischen Aetna und den liparischen Inseln, die in durchaus auffälliger Art dem Steilabsturz Siziliens und der maltesischen Schwelle zur jonischen Tiefe folgen und mit demselben bis hinab in die Grosse Syrte weisen, dann, abermals weiter westlich, in der mit Pantelleria vulkanisch garnierten sizilianischen Strasse, der Enge von Tunis. *Überall herrscht dabei die grossartig konsequente erythräische Richtung in durchaus klarer Weise vor.* Und wenn wir hier nun abermals einen Schritt weitergehen, bis in die *italienische Halbinsel* und die *Alpen* hinauf, so erkennen wir weitere und für die feinere Erfassung des alpinen Baues wiederum recht eigentlich entscheidende, ja *grundlegende Zusammenhänge*, die in ihrer Grössenordnung und Bedeutung selbst noch weit über das hinausgehen, was vor vielen Jahren schon SEIDLITZ, vielfach basierend auf den SIEBERGSchen Erdbebenstudien im östlichen Mittelmeer, in seiner grossen Synthese der Mittelmeerländer erstmals angeschnitten und konkreter verfochten hat.

Schon die *Adria* an sich zeigt, wie die *italienische Halbinsel selber*, im übrigen auch die *dinarischen und hellenischen Ketten* des westlichen Balkans und die *Varadarlinie* zwischen Belgrad und Saloniki, durchaus *die lapidare Richtung der erythräischen Brüche*; und in abermals gleicher Richtung streicht auch der Westrand der Dobrudscha, die Bruchzone der Dämboviža mit dem jähen Abbruch der

Flysch-Karpathen, der östliche Aussenrand der *Karpathen*, samt deren Flysch-falten und der ostkarpathischen Kernzone, und schliesslich auch die berühmten *karpynskischen Linien Russlands*, vor allem die *Westabbrüche der russischen Tafel*, samt den Tälern des Sereth, des Pruth und Teilen des Dnjestr. Ist es unter diesen Umständen verwegen, auch einmal das *östliche Italien* etwas näher auf solche Dinge zu prüfen?

Da zieht vom *Golf von Tarent*, dort schon aus jeder Tiefenkarte ersichtlich, eine auf dem italienischen Festland meist von Pliozän erfüllte höchst auffällige *Tiefenzone* in fast gerader Linie dem Ostrand des südlichen Apennins und dessen Ausläufern in den Marken entlang bis hinauf nach *Rimini* und *San Marino*, im Osten stückweise begrenzt von den am Monte Gargano bis über 1000 m über das Meer aufragenden Kreideschollen Apuliens, des Gargano und des Monte Conero bei Ancona. Im übrigen folgt auch die adriatische Küste Italiens, nicht überall zwar, aber generell, der Richtung dieser „*ostitalischen*“ *Senke* in auffallender Weise. Dieselbe erscheint daher ganz natürlich am ehesten als eigentliche *Bruch- und Grabenzone* im Westen der weiterhin auch noch *quer* zerstückelten apulisch-garganisch-anconesischen *Horstreste*, gewissermassen als ein heute verlandetes altes Randgebiet der *Adria*. Diese selber kann wohl als seit dem Pliozän ostwärts sich ablösende weitere und abermals etwas jüngere, jedoch *noch nicht sehr entwickelte Grabentiefe* aufgefasst werden, womit alle möglichen Besonderheiten des adriatischen Untergrundes keineswegs ausgeschlossen erscheinen. Das somit hier seit dem Pliozän scheinbar erfolgte östliche Abwandern der Grabentiefe lässt aber weiterhin die Frage berechtigt erscheinen, ob nicht weiterhin auch schon der mächtige ostapennine *Flyschtrogl des Molise*, der den Abruzzenschelf an seinem Ostrand weithin begleitet und denselben in durchaus brüsker Weise östlich begrenzt, ganz einfach eine *erste Anlage des ostitalischen Grabensystems* und damit der späteren *Adria-Einbrüche* gewesen sein könnte. Dieser „*Molise-Graben*“ müsste zwar allerdings bereits zur Zeit der oberen Kreide mindestens vom Abruzzenschelf sich distanziert haben, grenzen doch am Ostrand der *Majella* die Rudistenkalkgebiete der Abruzzenscholle und die „*argille scagliose*“ im Molisetrog ganz unvermittelt in schwer verständlicher Weise aneinander. Natürlich haben seither sicher auch *tangentiale Bewegungen* diese Zone ergriffen, und zwar oft in beträchtlichem Ausmass, so dass die Abgrenzung zwischen Abruzzen- und Moliseraum, und jene der Molise-Zone gegen den garganischen Horst hin, *heute nicht mehr geradlinig* verläuft, im Sinne einer einfachen „*Grabengrenze*“, vielmehr der Molise-Flysch sich in *flachem Bogen* einerseits besonders in das Gebiet im Nordwesten des *Gargano*, andererseits aber auch in der Richtung auf die *Abruzzenscholle* und den *Matese* vorgeschoben hat. Das ändert aber nichts an der Tatsache, dass *zwischen dem Golf von Tarent und der Po-Ebene* eine zwar wohl in sich weiter noch komplexe, primär aber fast sicher *grabenartige Zone* existiert, die weithin *konform der Bruchzone der Aegäis und der Vardarlinie der Balkan-Halbinsel* verläuft und die *mit dieser erythräischen Richtung wohl abermals kaum von ungefähr geradewegs auch auf das junge System der vicentinischen und euganäischen Brüche der Südalpen* hinläuft – vor allem auf den *Schio-Bruch* und seine Fortsetzungen –, und die damit bis über Trento und Val di Non hinaus, d. h. fast *bis in die zentralen Alpen hinein stösst*, an der *Po-Linie* aber vielleicht auch weiterhin sich aufsplittert gegen den südlichen Alpenrand, und vielleicht auch gegen den Rand des Apennins; durchaus analog übrigens der schon aus der Gegend von Ancona vollzogenen gewissermassen gegenständigen Abirrung des berühmten *Quarnero-Bruches* am Ostrand Istriens. Dass dieser letztere, zusammen mit der auffälligen, wenn auch nur wenig ausgeprägten adriatischen *Quertiefe im Westen von Lissa*, dem südlichen Abbruch des

Monte Gargano, den südöstlichen Abbrüchen des kalabrischen und apulischen Schelfes in die jonischen Tiefen, im Tyrrhenischen Meer dem Südabbruch des sardischen Schelfes und dem Querbruch zwischen Korsika und Sardinien, und dessen mutmasslicher Fortsetzung im iberischen Westen, dem berühmten Bruch am Guadalquivir, in durchaus auffälliger Weise der Richtung des zweiten grossen afrikanischen Bruchsystems, der sog. „Somali“-Richtung folgt und damit weitere afrikanische Elemente in diesen Gebieten sich abzeichnen, ist abermals bemerkenswert und zeugt unzweifelhaft für eine grossartige und sehr verbreitete Bruchvergitterung, deren tieferen Ursachen wohl auf allgemeine Torsionsspannungen im Gefolge der durch die Krustenabkühlung und -kontraktion verursachten allgemeinen Gewölbeverschärfung des Planeten zurückgehen mögen.

Sicher aber scheint heute, von den Alpen der ganzen Adria entlang bis zum Golf von Tarent, eine ganz gewaltige Bruchzone erster Ordnung vorzuliegen, die in ihren nördlichen und südlichen Bezirken auch durch einen kräftigen, und zwar bis in das Quartär hinein reichenden Vulkanismus, jenen des Vultur und der Sinni-Crati-Senke im Süden, jenen der Euganeen im Norden, dazu über weite Strecken auch durch kräftige immer wieder aktiv werdende Bebengebiete gekennzeichnet ist. Diese „ostalische Bruchzone“ trennt am Golf von Tarent auch die so verschieden gestalteten Schollen Apuliens und der Kalabrischen Masse, sie dürfte zudem auch dort, genau wie in den Alpen, aber wohl in noch grösserem Ausmass, sogar von kräftigen Transversalverschiebungen begleitet sein. Die „ägäische“ Bruchzone aber scheint sich in durchaus ähnlicher Weise nördlich der Vardarlinie längs den Save- und Draubrüchen gleichfalls bis an die Zentralalpen im Bachergebirge heran zu erhalten, dabei aber ähnlich wie die ostitalische Bruchzone gleichfalls weiter aufsplitternd zu den oststeyrischen Vulkanlinien von Gleichenberg, dem auffallenden Ostabbruch des Semmering-Blockes im Oedenburger- und Rosaliengebirge und endlich der berühmten Thermenlinie von Baden und dem Ostabbruch der nördlichen Kalkalpen und der alpinen Flyschzone bei Wien, samt dem den Durchbruch der Donau bei Wien und die transversale Verschiebung des äusseren Karpathenrandes gegenüber dem Alpenrand im Wienerwald bedingenden Bruchsystem, das heute die östlichsten Alpen von den westlichsten Karpathenzügen trennt. Und abermals durchaus analoge Bruchlinien, ja eigentliche Grabenfelder beginnen sich, als östliche Aufsplitterungen der Aegäis- und der Vardarbrüche, auch im pannonischen Raum Ungarns in grossem Maassstab abzuzeichnen, von Inner-Serbien über Belgrad längs Donau und Theiss, vom Ostabbruch des Fünfkirchener Gebirges bis weit über Budapest und in die Nordkarpathen hinein, oder längs der Tokajer Vulkanreihe und dem Ostabbruch der inneren Karpathenzone bis über Kaschau hinaus, oder im Debrecziner Senkungsfeld und den Brüchen zwischen Temesvar, Groszwardein und Sziget bis hinauf über Munkács und an den Fuss des Marmaroschgebirges.

Damit aber scheint nun ohne jeden Zweifel eine weit ausgedehnte, ganz gewaltige und fast allgemeine Aufsplitterung sowohl des Vorlandes wie des Rücklandes der mediterranen Gebirge in grossartige, gegeneinander im Prinzip frei bewegliche, aber doch kräftig genug bleibende Einzelschollen effektiv, und zwar bis in die alpinen Gebirge hinein, vorzuliegen, und wir können daher heute auf weithin gesicherten Grundlagen versuchen, dieses ganze an sich sicher bestehende Schollenmosaik einmal im Geiste in gegenseitiges Spiel zu setzen. Denn dieses Spiel könnte unter den gegebenen Umständen und nach den bisher erlangten Einsichten sehr wohl in der Lage sein, uns das Verständnis der alpinen Leitlinien Europas sehr weitgehend zu erleichtern.

Das Spiel der starren Schollen und die Entstehung der alpinen Leitlinien Europas

Als genügend gesichert ist wohl anzunehmen, dass zu *Beginn der alpinen Zusammenschübe* und *noch weit gegen die eigentlichen Paroxysmen hin*, d. h. wohl bis in die Kreide hinein, abgesehen von wenigen und dazu noch recht unsicheren Ausnahmen (Liguridengraben?) die gegeneinander ins Spiel gesetzten *Kontinental-schollen Europas und Afrikas*, um hier zunächst nur von diesen zu sprechen, über lange Zeit als leidlich oder relativ *einheitliche*, wenn auch etwas *schief gegeneinander schleifende Blöcke* agierten. Anlagen zu gewissen internen Schwächezonen mögen wohl beiderseits vorhanden gewesen sein, im Sinne altererbter, aber durch den spätherzynischen Vulkanismus grösstenteils wieder auf lange Zeit tief verteilter Bruchsysteme; aber *in einer ersten Phase* des Zusammenschubes rückte wohl die *afrikanische Kontinentalmasse* als im ganzen in sich wohl ziemlich *einheitlicher Block*, d. h. als eine *mechanische*, wenn auch in sich bereits weitgehend gegliederte *Einheit erster Ordnung*, auf das mediterrane Geosynkinal-System und auf Europa zu, die dazwischen liegenden Tethysräume dabei mehr und mehr zu den alpinen Embryonal-Anlagen deformierend. Doch muss wohl schon damals der *europäische Südrand* zum mindesten eine gewisse, ja vielleicht nicht einmal nur schwach ausgeprägte Anlage jener späteren Einbuchtung aufgewiesen haben, die heute als die „*mitteleuropäische Bucht*“ von den jungen Ketten des zentralen, eigentlich konkret alpinen Abschnittes der mediterranen Gebirge zwischen Sardinien und der Walachei eingenommen wird. Gleichzeitig muss ein dieser Bucht weitgehend entsprechendes, in dasselbe irgendwie einigermaßen passendes „*afrikanisches Vorgebirge*“ wohl ebenfalls schon vorhanden gewesen sein, das speziell den Angriff auf der langgestreckten mediterranen Zentralfront im späteren alpin-apenninisch-karpathischen Sektor unternahm und während desselben weiterhin in verschiedene Einzelschollen aufsplitterte. Schon die Leitlinien der alten herzynischen Gebirge Europas lassen diese früh-alpine Grundkonstellation, die ja besonders ARGAND als erster angenommen hat, voraussehen; verlaufen dieselben doch, worauf besonders von KOSSMAT und mir schon seit langem hingewiesen worden ist, weitgehend konform den eben geschilderten Objekten. Was dabei wirklich den *Einbruch der postherzynischen Thetys* herbeiführte, ob bloss *Ein-senkung* über ausgedehnten Zonen magmatischer Krustenaufschmelzungen, die dem damaligen Innenrand der herzynischen Gebirgssysteme folgten, oder eigentliches *Abreissen und Zurückdriften* des afrikanischen Rücklandes der herzynischen Zeit, kann vorderhand hier füglich dahingestellt bleiben; denn es scheint durchaus wahrscheinlich, dass die Bildung der alpinen Tethys samt ihren ersten Entwicklungsphasen auf eine ganz *sinnvolle Zusammenarbeit beider Vorgänge* zurückginge.

Im einzelnen zeigt sich folgendes:

Die *westalpine Hauptgeosynklinale* ist bestimmt die *penninische*, bis hinein in die ostalpinen Gebirgsabschnitte, Kärntens zum mindesten. Das zeigt die zwar oft und heute wieder mehr als je bestrittene, als Tatsache aber ohne jeden Zweifel effektiv zutreffende Erstreckung der alpinen Schistes lustrés von Korsika bis in die östlichen Tauern hinein. Südlich an diesen alpinen Haupttrog, der als solcher auch durch die zonenweise ganz gewaltigen *Ophiolith-Intrusionen* sich zweifellos weiter kundgibt, schliesst, in Form der *ostalpinen* und *südalpinen Zone*, das mannigfaltig gegliederte Grosselement der *gesamt-pannonischen Masse* sich an. Obwohl dieselbe am Innenrand des mehr auf den Westen beschränkten grisoniden Extern-Blockes von abermals mindestens zwei tieferen und ausgedehnteren Trögen, dem nordpannonischen und dem südpannonischen durchgezogen wird – beide führen aber bezeichnenderweise im ganzen alpinen Raum *keine wirklich geosynkinal be-*

dingten *Ophiolithe*, sondern nur die im Grunde noch zum postherzynischen Schlusszyklus gehörigen Grüngesteine der ost- und südalpiner Trias –, grenzt diese Einheit doch im Raume der Südalpen, *sichtbar beidseits des Beckens von Belluno*, an *nördliche Ausläufer* oder zum mindesten durch ihre Faziesentwicklung als solche gekennzeichnete Aussenposten des *Abruzzenschelfes Süditaliens*: in der Zone von *Recoaro und Belluno*, den venezianischen Domen der süd-bellunesischen Zone vor allem. Das *Abruzzens-Element des Apennins* aber ist, gemäss seinen ausgesprochenen faziellen Verbindungen mit Unteritalien, und zwar einerseits mit der Basilikata und Palermo, andererseits mit Apulien und Südsizilien, auch gemäss den vermutlichen weiteren tektonischen Beziehungen dieser Gebiete – zwischen kalabischem Massiv und der kabyllischen Massivreihe Algeriens etwa, oder dem Rif und Palermo –, wohl nichts anderes oder nicht viel anderes als ein bloss durch die jungen Einbrüche des heutigen Mittelmeeres losgelöstes, in sich wohl im Stil des telliden und marokkiden Atlas-Systems noch weiter zusammengeschobenes, und zwar vielfach sogar in der Richtung von der Adria gegen die tyrrhenische Küste bewegtes *afrikanisches Fragment auf europäischem Boden*, und man kann wohl damit, wie seinerzeit 1915, 1916 und 1917 ARGAND und ich in gegenseitiger Ergänzung dargestellt haben, prinzipiell auch *in den mit der Abruzzenzonen enger verknüpften, heute südalpiner Schollen* und endlich sogar den mit denselben abermals zu einem ursprünglich einzigen grossen Gesamtblock verschweissten ostalpiner Schubmassen der Alpen und des Apennins ein primär afrikanisches Element sehen, und weiterhin durchaus gleichermassen auch die östlichen Fortsetzungen dieser grossen Einheiten der Ostalpen im Raume Ungarns, und zwar bis hinauf in die *Hohe Tatra* und weit hinein nach *Siebenbürgen*, nicht aber ohne weiteres bis in die Ostkarpathen hinein, als im Prinzip immer noch zur afrikanischen Rücklandscholle gehörig betrachten. Samt der abermals weiteren Fortsetzung dieser ungarischen Elemente – längs einer irgendwie noch penninische Merkmale aufweisenden Ophiolith-Achse der südlichen Karpathen, des Eisernen Tores und des nördlichsten Balkangebirges – in die *Rhodope* resp. die *thrakische Masse* und schliesslich die *kleinasiatischen Zwischengebirge* hinein. Wenn die eben genannten östlichen Ophiolith-Zonen jener Orogen-Abschnitte nicht überhaupt ganz neue und selbständige Glieder des alpinen Gesamttraumes darstellen (vgl. p. 86/87).

So einfach und relativ nur sehr wenig gestört aber der geschilderte Zusammenhang zwischen ostalpiner Schubmassen, südalpiner Einheiten und Abruzzenzonen, Apulien und den sicher afrikanischen Elementen Siziliens durch das Gebiet des Alpen *Adria-Querstreifens* sich offenbart, so kompliziert er sich doch über grosse Strecken beidseits des genannten Streifens in hohem Masse. So schalten sich zweifellos tiefe, bisher als *echte Geosynklinalen* gedeutete Tröge mit den für solche Objekte als klassisch betrachteten *Radiolarit/Ophiolith-Kombinationen* sowohl im Osten wie im Westen der Adria in diese ausgedehnten, scheinbar einst „afrikanischen“ Bezirke ein: Das *bosnische Ophiolith/Radiolaritgebiet* und die *Vardarzone* mit ihren verschiedenen Ausläufern und Ablösungen gegen Ungarn und die Transsylvanischen Alpen im Osten der Adria, der *Liguridentrog* westlich derselben. Zwischen die adriatische Küste resp. die apulische Scholle und den Abruzzenschelf legt sich weiter in auffallender Weise, wie schon erwähnt, der *Molisetrog*, und zwischen Sila, Aspromonte und dem Rand des südlichen Abruzzenschelfes in der Basilikata und Nordkalabrien erkennen wir schliesslich einen *nordkalabischen Ophiolith Radiolarit-Trog*. Der übrigens wahrscheinlich nichts anderes ist, als eine vor dem Südflügel des berühmten „tyrrhenischen Halbkreises“ des Südapennins zu einer ausgeprägteren *Vortiefe* gewordene, im übrigen aber wohl nur lokale, kaum über Sizilien hinausreichende südliche Ausstrahlung der Molisezone,

deren Einsenkung ja auch im Raume von Potenza-Lagonegro bereits im Malm vollzogen war, gemäss der Ausbildung der dortigen, in ihrem Alter allerdings noch umstrittenen Radiolarite. Es könnte aber immerhin sein, dass die durch die argille scagliose auch in *Sizilien* noch gezeichnete Fortsetzung dieses nordkalabrischen Troges, wie seit langer Zeit schon vermutet, auch durch die bathyalen Kreidefolgen der „série schisteuse noire“ Algeriens und des Rif auch in *Nordafrika* noch vertreten wäre.

Auffallend ist nun weiter die *gegenseitige Stellung* der beiden, durch Ophiolith- und Radiolaritführung so scharf als eigentliche Haupttröge gekennzeichneten und einander damit auf den ersten Blick zunächst so analog erscheinenden bosnischen und liguriden Faziesräume im südeuropäischen Gebirgssystem: *beide Elemente reichen*, mit Ausnahme der vielleicht „liguriden“ Reste in der Simmen- und der Brecciendecke der Préalpes, *nicht in die Alpen hinein*; es sind in erster Linie *auffallende Sonderglieder des apenninischen und des dinarischen Orogenabschnittes*. Beide weisen, wie auch die Vardarzone, heute in auffallender Art, genau wie auch die *Adria, erythraische Richtung* auf. Eine direkte Querverbindung der beiden Ophiolith-Tröge, des dinarischen und des liguriden, durch die südlichen Alpen etwa, ist *nicht* ersichtlich und nirgends auch nur in Spuren angedeutet, und es scheint daneben auch sonst fraglich, ob der bosnische und der liguride Trog innerhalb des alpinen Gesamttraumes, und zwar tektonisch wie paläogeographisch, überhaupt dieselbe Stellung einnehmen. Denn die *bosnische Ophiolith/Hornsteinzone* folgt in aller Deutlichkeit dem nordöstlichen *Innenrand* der dinarischen Ketten, sie stammt dabei nicht als Decke etwa aus der Vardarzone, sondern spaltet sich südwärts nur in durchaus auffälliger Weise beidseits des pelagonischen Massivs weiter auf: in die nun weiterhin hellenischen Elemente der Merdita-Decke Albaniens und die eigentliche Vardarzone; sie lässt sich nordwestwärts aber nur bis gegen den Raum von *Karlstadt* als sichere Ophiolith-Achse verfolgen und wird in jenem Bezirk scheinbar, hinter den bereits alpinstreichenden breiten Gewölbezügen des *Uskokegebirges*, im Raume von *Agram* mit ihrem Nordende sogar noch etwas *ostwärts abgepresst*. Die bosnische Ophiolith-Serie liegt so, nach dieser tektonischen Konstellation, wohl vollständig *innerhalb des südalpinen Fazies-Raumes* der westlichen Balkan-Halbinsel; sie ist aber bezeichnenderweise im Sektor der Alpen selber innerhalb der südalpinen Zone *nicht* mehr zu finden. Die *Liguriden-Serie* jedoch ist mit grösster Wahrscheinlichkeit inmitten des primär weit *externer* gelegenen *ostalpinen Raumes* beheimatet, sie schaltet sich am ehesten zwischen unter- und oberostalpine Elemente des ursprünglichen *pannonischen Externabfalles* ein, etwa in der Stellung der oberostalpinen Vortiefe im hintersten mittelostalpinen Raum, und diese Liguridenzone wird mit Annäherung an die Alpen, in den Colli Torinesi, gleichfalls deren Streichen angepasst und in deren Richtung eingelenkt, aber diesmal abgepresst gegen Westen hin, d. h. spiegelbildlich zum Ende der bosnischen Ophiolithserie bei Agram. Wohl liegt wahrscheinlich an sich die liguride Wurzel heute in einer gewissen Nachbarschaft zum umbrischen Bogen und damit durchaus einwandfrei in der Nähe sicher südalpiner Elemente, doch spricht vieles dafür, dass in Wirklichkeit bosnische und liguride Zone, und zwar nach Fazies und tektonischer Stellung, primär doch recht weit voneinander getrennt waren. Es sei dafür erneut auf die Überlegungen des zweiten Abschnittes dieser Studie verwiesen und festgehalten, dass *liguride und bosnische Ophiolithtröge räumlich in gar keiner Weise miteinander in direkten Zusammenhang gebracht werden können*.

Für eine solcherart schon primär vorhanden gewesene *gegenseitige Unabhängigkeit* der liguriden und der bosnischen Tröge und Kettenzüge spricht ferner-

hin auch das ganze uns heute bekannte und durchaus *verschiedene Gesteinsinventar* in der konkreten materiellen Zusammensetzung der beiden Elemente. Während in den Liguriden, mit Ausnahme der Granite, *nirgends* ältere Schichtglieder als *Malm* aufgefunden worden sind, und zwar durch den ganzen Apennin hindurch, zeigt im Gegensatz dazu die bosnische „Ophiolith/Hornstein-Serie“ eine grossartig entwickelte *älter-mesozoische* und sogar noch *permokarbone Unterlage*; mit fossilführendem Lias, mächtiger südalpiner, oft auch wie in den Südtiroler Dolomiten basische Laven und Tuffe führender Trias, von basalen Werfenerschichten über alpinen Muschelkalk und südalpines Ladin bis in den Dachsteinkalk hinauf durch klare Fossilführung als solche belegt; darunter folgt südalpines, zum Teil marines Perm und Carbon. *Liguride und bosnische Schichtreihe sind somit, jedenfalls in ihrer heutigen Form, voneinander grundverschieden.*

Diese Verschiedenheit wird noch besonders gross, wenn die von TEICHMÜLLER in erster Linie geschilderte „Transgression“ der liguriden Radiolarite, mit Grundkonglomeraten auf Granit, tatsächlich als solche zu Recht besteht, denn dann stände einer *gewaltigen Schichtlücke* im liguriden Raum die *sehr vollständige Schichtreihe* der bosnischen Einheit in grossartiger Schärfe gegenüber. Aber auch wenn man diese Transgression der Radiolarite auf Granit, die unterdessen zwar in sehr ähnlichen Formen – Transgression der Radiolaritgruppe der *Saluverserie* bis auf wenige Meter über den Granit – im Oberengadin wieder erkannt wurde und die auch vom Osthang der Sila aus der Gegend von *Rossano* bekannt ist, *nicht* zugeben will und die liguride Schichtreihe als bloss *abgescherte*, mit Ophiolithen durchsetzte *Oberjura/Kreidehaut* einer heute in der Tiefe des Apennins verborgenen Unterjura-Trias-Perm-Schichtreihe auffassen möchte, so wären doch gleichwohl *weitgehende Unterschiede* zwischen einer derart rekonstruierten Liguridenserie und der bosnischen Schichtreihe vorhanden. Denn im Gegensatz zu den südalpinen und dinarischen Bezirken ist im liguride Reste führenden *Nord- und Mittelapennin*, und sogar bis hinab nach Salerno und die Basilikata, noch *nie* eine der bosnischen Trias entsprechende Ausbildung von Dachsteinkalken, lavenreichem Ladin und Werfenerschichten gefunden worden. So glaube ich aus allen diesen Gründen heute annehmen zu dürfen, dass *bosnische und liguride Räume schon primär voneinander getrennt* waren, dass sie als *eigene Sonderbezirke* mit ganz *verschiedener Entwicklungsgeschichte* betrachtet werden müssen und damit überhaupt *nichts* miteinander zu tun haben.

Weiter erhebt sich nun aber auch die für die ganze Auffassung der alpinen Leitlinien Europas höchst wichtige Frage: *sind diese liguriden und bosnischen Faziesräume tatsächlich auch wirklich einwandfrei genug als echte „Geosynklinalen“* zu bewerten und damit genetisch und ranggemäss *überhaupt* etwa mit der *penninischen Hauptgeosynklinale* der Alpen, zwischen Korsika und den Hohen Tauern zu vergleichen? Für einen *wirklichen Geosynkinal-Charakter* sprechen hier eigentlich nur die Radiolarite und Ophiolithe an sich; es sei aber betont, dass gar nicht ohne weiteres *jeder* Radiolarittrog wirklich auch echt-geosynklinalen Charakter im Sinne eines *besonders labilen Krustenstreifens* zu haben braucht, dass *alle Schwellen- oder Schelfgebiete oft ruckartig*, wohl längs eigentlichen *Bruchzonen*, in *Tiefseegräben niedergebracht* werden können, wie dies im Falle der Saluverserie oder überhaupt dort, wo Radiolaritserien auf älteren Schelfsedimenten unvermittelt transgredieren, wohl zuzutreffen scheint, und dass andererseits ophiolithische Serien sich auch in sicher *nicht-geosynklinalen Trögen* wie etwa jenem der Pyrenäen oder in der Bučegi-Konglomeratgruppe der Ostkarpathen einfinden können. Das heisst, in gegenüber der penninischen Hauptgeosynklinale sicher durchaus sekundär erscheinenden Trogräumen. Was jedoch *beiden* „geosynkinal“ sich ge-

bärdenden“ Gebieten, dem liguriden wie dem bosnischen Faziesraum *abgeht*, das ist das Auftreten einer ausgedehnten *metamorphen* und auch von mächtigen *Prä-sinitkörpern* durchsetzten Sedimentserie, die sich den *Schistes lustrés-Massen der Alpen*, zwischen Korsika, Piemont, Bünden und den Hohen Tauern, oder den, wenn auch dinarischen, scheinbar aber analogen Serien Attikas vergleichen liesse, und weiterhin *fehlt* den genannten Zonen auch eine *besonders erhöhte Mobilität* der Kruste. Denn während der penninische Trog als mobiles Geosynklinalgebiet in allererster Linie als *axial im alpinen Gesamttraum gelegene Schwächezone* unter dem Vorschub der „afrikanischen“ Elemente zu einem ausgedehnten durchaus „trog-eigenen“ *penninischen Deckenbau*, mit vielen *Sonderelementen*, auf *grossartige Längenerstreckung zusammengestossen wurde*, zu einem Deckenbau, dessen Existenz zwischen Korsika/Elba und Kärnten *allein* schon die genannte *erhöhte Mobilität* des penninischen Primärstreifens grundlegend bezeugt, ist von einem derartigen *direkt an den alten Geosynklinalraum als solchen gebundenen Deckenbau penninischen Stils* weder aus der liguriden noch der bosnischen Zone irgend etwas bekannt. Die *liguride Zone* überfährt wohl, entweder als Abscherungsstockwerk unter einem heute durch Abtrag verschwundenen Traineau éraseur, ihre westlichen Nachbarschollen, oder der *liguride Deckenbau* ist durch blosser Schwegleitung von einer zusammengepressten Hochzone aus zu erklären; und von der *bosnischen Einheit* ist nur zu sagen, dass sie als relativ steife Platte, wohl an ihrer Front zerschuppt und am albanischen Knick besonders vorgeschleppt, aber nur auf relativ *kurze Distanz*, über ihr Vorland hinwegstösst und *keineswegs* ein eigenes, dem *penninischen* auch nur irgendwie *vergleichbares* Deckensystem erster Ordnung für sich bildet. Mehr als 30–40 km Schubbreite sind in den eigentlichen Dinariden für das Vorprellen der „bosnischen“ Merdita-Decke auf die nordalbanisch-montenegrinische Kalkzone nicht nachgewiesen, und die interne Schuppung der ganzen bosnischen Zone weiter im Norden lässt sich, im Gegensatz zu den Verhältnissen in den südlich anschliessenden Helleniden, niemals mit dem penninischen Deckenbau der Westalpen, der Schweizer Alpen oder auch nur mit jenem der Hohen Tauern vergleichen.

Liguride und bosnische Zonen sind somit wohl radiolarit- und ophiolithführend, aber es sind trotzdem keine echten Geosynklinalräume. Und angesichts der weitgehenden Parallelität dieser Objekte mit dem durch seine erythräische Richtung mit grosser Bestimmtheit als Teilgraben des oben genannten erythräischen Bruch-Systems aufzufassenden *Molisetrog* Unteritaliens und deren abermaligen und durchaus auffallenden *Parallelität mit den ägäischen Brüchen und der Vardarlinie*, mit der die bosnische Zone an der mittelserbischen Scherung ja überhaupt direkt zusammenfliesst, kann man sich wohl fragen, ob hier nicht vielmehr ebenfalls, *wie im Molisetrog oder in der Adria*, eigentliche *Grabenserien* von primär nur *relativ geringer Breitenausdehnung* vorliegen.

Für die liguride Serie spricht manches in dieser Richtung, vor allem ihre Isolierung; hingegen steht doch für die bosnisch-innerdinarische und weiterhin hellenide Ophiolith-Zone fest, dass dieselbe praktisch nur *den Beginn einer neuen grossartigen*, und an Ausdehnung die penninischen Ophiolithgebiete weit übertragenden südlichen und damit rein „dinarischen“ *Ophiolith-Achse* bildet, die mit wenigen Unterbrüchen über Kleinasien und die Iraniden *bis nach Oman und Indien*, ja die Sunda-Inseln und schliesslich sogar an die Aussenfront Australiens als solche nachgewiesen ist. Dieser mehrheitlich *asiatischen*, übrigens schon im östlichen Mittelmeer mindestens gedoppelten *Ophiolith-Achse*, die weithin stets *dem Kettenstreichen folgt*, ist aber wohl, zum allermindesten vom Einsetzen der wirklich helleniden Elemente an, der *echte Geosynklinalcharakter kaum abzusprechen*, und so wird die Frage nach der effektiven Stellung und *Bedeutung der bosnischen*

Ophiolith-Räume erneut, diesmal von Osten her, und von ganz anderen Gesichtspunkten aus, abermals aufgerollt. Und da stellt sich nun einmal die grosse und prinzipielle Frage nach der *wirklichen Bedeutung* und den *tieferen Ursachen* des gegenüber der ganzen übrigen mediterranen Region so scharf und augenfällig *abweichenden, ganz besonderen Kettenstreichens beidseits des adriatischen Raumes*: im Apennin einerseits, in den Gebirgen der Balkan-Halbinsel, den Dinariden und Helleniden andererseits. Das aber sind schwerwiegende Probleme, deren Lösung weiterhin ganz automatisch auch den Bau des östlichen Karpathenrandes und damit die alte Deutung des Karpathenbogens als tektonische Einheit in nicht geringem Masse berühren könnte und die damit ganz von selbst auch das alte, uns seit Jahrzehnten so vertraut gewordene *Gesamtbild der alpinen Leitlinien Europas* schwerwiegend zu *verändern* vermöchte, von der russischen Tafel bis hinüber nach Korsika.

Vom Westrand der vorderindischen Scholle, d. h. dem generell nordsüd-strebenden Segment der asiatischen Randbogen des Beludschistan bis an den Atlantischen Ozean heran, d. h. praktisch *über die ganze Frontbreite der afrikanisch-arabischen Masse*, streichen die west-asiatischen und mediterranen Kettengebirge, von geringen und an sich lokalen Ausnahmen im Taurusbogen, im Golf von Adalia oder im Ägäischen Meer abgesehen, über eine Front von mehr als 70 Längengraden *immer konform dem Nordrand der afrikanisch-arabischen Scholle*, als Gesamtgürtel in einer gewaltigen, nordwärts schwach ausgebauchten Kettenschar dem Westen zustrebend. *Nur in einem einzigen Abschnitt* dieser gewaltigen Kettenschar zwischen dem persischen Golf und der Strasse von Gibraltar wird die ruhige Harmonie dieses mächtigen gondwanischen Frontbogens jäh *gestört*, eben *im Raume der westlichen Balkan-Halbinsel und Italiens*, d. h. im *hellenisch-dinarischen* und im *italischen* Raum, darüber hinaus in den beiden Aussenbezirken des genannten Abschnittes, d. h. in den Karpathen und auf Korsika. Ist dies wirklich nur ein besonderer Zufall und ist an diesem *so Aufsehen erregenden Kettenplan* wirklich nur ein bis heute, vom alpinen Deckenbau her, angenommenes besonders grossartiges *Vorprellen* der Ketten in die grosse „mitteleuropäische Bucht“ zwischen „spanischer und russischer Vorlanddecke“, eine fast peinlich genaue *Anpassung der Ketten an diese Bucht* und schliesslich ein durchaus merkwürdigerweise auch gerade in diese Bucht weiter hineinpassendes und in dieselbe eigenmächtig und weit vordrängendes entsprechendes „*afrikanisches Vorgebirge*“ im Sinne des ARGANDSchen „Promontoire“ im Spiel? Eines so merkwürdig zapfenartigen Gebildes, das nur gerade im schmalen Raum des heutigen Jonischen Meeres und der Adria, zwischen den Meridianen von Tunis und der westlichen Cyrenaika, eine so *auffällige Ausbuchtung der Gondwanafont* gebildet haben soll? Da liegen meiner Meinung nach die Dinge vielleicht doch wesentlich anders, und ich glaube heute, im Gegensatz zu meinen früher, d. h. seit dem „Bau der Alpen“ geäusserten Ansichten, und jenen ARGANDS, aber auch denen KOSSMATS, KOBERS und SEIDLITZS, die so auffällig *aberranten Kettenrichtungen beidseits der Adria*, in den Dinariden und im Apennin, aber auch im Karpathenbogen und sogar auf Korsika, im Lichte anderer unterdessen neu erkannter Zusammenhänge weit besser deuten zu können.

Sicher steht dieses „aberrante Gebirgsstreichen“ zwischen der Westküste Kleinasiens resp. der Ägäis und dem Tyrrenischen Meer. Das ist aber genau *jenes Fragment der mediterranen Ketten*, das ganz *direkt vor den nordwärts weit aufsplitternden ostafrikanischen und erythräischen Brüchen* liegt. Dieselben sind ja keineswegs, schon in Ostafrika nicht, auf eine einzige Zone, weiter im Norden etwa die Abgrenzungen des wirklich „erythräischen“ Grabens zu beiden Seiten des Roten Meeres beschränkt, sondern diese Bruchsysteme durchziehen, wenn zum Teil auch

vielfach durch die Sandmassen der grossen Wüstengebiete und junge Alluvionen maskiert, daneben weithin auch Ägypten und den Sudan oder die Libysche Wüste und splintern, wie schon der Sinai zeigt, nordwärts vielfach auf, in die *syrischen* und *ägäischen* Brüche. *Westliche Parallelspalten* dieses grossen, besonders auch durch SIEBERG auf Grund seiner ausgedehnten Untersuchungen der Erdbebenstärken jener Gebiete genauer bekannt gewordenen Bruchsystems erreichen aber, wohl schon von den Quellgebieten des Nil in *Uganda und Westabessinien* her, über die Berber-, Dongola- und Bahr el Djebel-Brüche und quer durch Nubien und die libysche Wüste die Erdbebengebiete der Oasen von Siwa und Mursuk, die *Cyrenaika* und die *Grosse Syrte*, und damit sicher das heutige *Hinterland des Ionischen Meeres und des Adriagebietes*, und im *Golf von Tarent* wird, in gerader Fortsetzung dieser Bruchzone, die alte Masse der Sila in ihrem kalabrischen Streichen samt ihrer kümmerlichen Sedimentbedeckung jäh abgeschnitten und tief versenkt. In *Ostitalien* ist ein grabenartiger langgestreckter Trog in der *Molisezone* des Südapennins, und in jüngeren Phasen auch zwischen dieser und den garganisch/apulischen Schollen am Ostabfall des Abruzzenschelfes, in der „*ostitalischen Senke*“ erkennbar, bis hinauf in die *Po-Ebene* und wohl auch in dieselbe hinein, und in abermals direktem Weiterstreichen folgen gegen Norden die *Schiobrüche* bis über *Trento und Val di Non*, d. h. bis weit in die südlichen Alpen hinauf. In die Fortsetzung dieser gleichen grossen Bruchlinie aber fallen, und wiederum wohl kaum nur von ungefähr, in den zentralen Alpen weiterhin auch die Sauerlinge der Bäder von Pejo und Rabbi, die jungalpinen Gangsysteme im *Ortlergebiet*, an der Königspitze vor allem, im *Unterengadin* die Mofetten und Sauerlinge von Tarasp, *Schuls* und *Val Sinestra* im dortigen Fensteraufbruch, in den nördlichen Alpen endlich die auffallende Vorknickung des ostalpinen Kalkalpenrandes um die jäh niedersinkenden Ketten des Bregenzerwaldes im *Allgäu*, samt der merkwürdigen Bruchlinie, an welcher das helvetische Element des Grüntes östlich der *Iller* so auffallend weit vorgeschleppt worden ist.

Es liegt hier somit eine ganz *gewaltige Bruchzone erythräischer Richtung* vor, und zwar bestimmt vom Golf von Tarent bis in die Alpen hinein, und wir können daher auch den primären Absatzraum der *Molisezone* des Apennins weiterhin in seinen ersten Anlagen sehr wohl als eigentlichen und echten, an solchen erythräischen Brüchen tief versenkten *Graben* zwischen *Abruzzenschelf* und den in sich abermals zerbrochenen *garganisch-apulischen Horststreifen* auffassen. Die *Füllung* dieses durchaus erythräisch resp. ostafrikanisch streichenden Grabens Unteritaliens aber ist anlässlich der alpinen Zusammenstauung der Apenninketten zwischen Abruzzenschelf und dem genannten apulisch-garganisch-adriatischen Horstgebiet ohne Zweifel nachträglich zur überwiegenden Hauptsache – renegante Ausnahmen kommen, etwa im Osten der Majella, immerhin vor – in der *apenninischen Richtung gefaltet* und dabei zum Teil über den Abruzzenschelf hinaus, aber auch gegen das garganische Horstgebiet *noch sekundär weiter vorgepresst* worden. Das zeigen die merkwürdigen faziellen Sprünge und auffallenden Dissonanzen samt der Tektonik am Majella-Ostabfall, oder der schwach gegen den Gargano ausgebauchte Bogen der Molisezone. Wenn aber hier in diesem alten Graben die spätere Faltung nun der primären Grabenrichtung folgt, resp. das junge Faltenstreichen der alten Grabenrichtung, ein Phänomen, das übrigens auch vom Suez-Graben bekannt ist und dem sich auch die Einordnung des Libanon-Systems in die nordwärts weiter auffiedrenden Jordanbrüche fügt, so liegt darin wohl ein genügend begründeter Hinweis, dass solche Dinge auch an anderen Stellen im mediterranen Orogen ebensowohl verwirklicht worden sein könnten. Zunächst im Falle des *Liguridentrog*es im Westen der Abruzzenscholle, mitten im Südbereich des austriden Seg-

menten, und im Falle des *dinarisch-bosnischen Troges* im Osten der apulisch-adriatischen Schelfzone.

In diesen „bosnischen Graben“ aber können ohne weiteres von Osten her die grossen ophiolithreichen südlichen Geosynklinalräume der asiatischen „Dinariden“-Segmente eingeschwenkt haben, womit *dieser primär als Grabenzone ausgebildete bosnische Raum mit der südlichen Ophiolith-Geosynklinale der asiatischen Randbogen in direkten Kontakt kam und dieselbe sich gewissermassen in diesen bosnischen Graben hinein nördlich fortsetzte*, resp. direkt mit demselben verschmolz. Durchaus ähnlich wie heute die indischen Tiefen, sogar unter quasi rechtem Winkel, vom Golf von Aden in das Rote Meer hinein fortsetzen oder auch die Querrfurche der tunesischen Strasse ja automatisch vom demselben Mittelmeer bedeckt erscheint wie die grosse jonische Tiefe. *Die Geosynklinale der alpinen Räume hat sich eben der stets lebendigen Tektonik der alten Meeresgründe einfach angepasst*, so dass im Gesamtareal der alpinen Geosynklinalzone *neben zwar an sich vorherrschenden Längströgen doch auch ausgedehnte Querrfurchen* als durchaus natürliche Objekte bestimmt zu erwarten gewesen sind.

Dass es nun aber in der Folge, unter den langsam einsetzenden tangentialen Impulsen der Oberjura- und der Kreidezeit, zur Tendenz eines *Vorrückens der hochgebliebenen Schollenareale gegen die zentrale Grabenfüllung* und, wohl unter dem zwar fernen *Einfluss der russischen Tafel* – der ja, wie seit langem bekannt, noch in der Kristallinzone der Ostkarpathen oder im Bau der nördlichen Dobrudscha sehr kräftig sich kundgibt – zur *Ausbildung von regelrechten Schubflächen an der Basis der nordöstlichen*, d. h. „auf der russischen Seite“ des bosnischen Grabens liegenden *Schollenbegrenzung*, und damit *längs echten listrischen Flächen* effektiv auch zu durchaus normalen *Ophiolith-Intrusionen* kommen konnte, wird weiter ohne jede Schwierigkeit verständlich; und es ist fernerhin durchaus möglich, dass parallel den bosnischen und hellenidischen Gräben und späteren hellenidisch/dinarischen Ophiolith-Zonen auch ein *Vardargraben* in der ganz direkten nördlichen Fortsetzung der ägäischen Brüche sich bildete und damit seinerseits eine abermalige Ablenkung der über weite Strecken geschlossen durchziehenden kleinasiatisch-iranischen Ophiolith-Geosynklinalen bewirkte, die unter Umständen in Serbien abermals fiederartig aufsplintern und damit vielleicht bis hinaus in die „grünen Gesteine“ des *Banats*, *Siebenbürgens* und sogar des *Paring* sich fortsetzen mochte. Die *Streichrichtung der jungen Ketten* aber *folgte später einfach dem Streichen der Schwäche- und Tiefenzone des alten Grabens*, als derselbe, *nach erfolgter „Geosynklinalphase“*, weiter *von den angrenzenden Schwellengebieten zusammengepresst wurde*. Dass dies beim weiteren Vorrücken der afrikanischen Scholle gegen Norden hin, gerade im etwas sich einengenden Areal zwischen der sardischen und der tyrrhenischen Masse im Westen, und der vom russischen Vorlandblock gegen Westen besonders vorspringenden und wohl überhaupt auch vorgestossenen walachischen Ecke im Osten, mechanisch besonders leicht verständlich ist, erscheint ohne weiteres klar und wird auch abermals grossartig illustriert durch die scharfe *Scharung der dinarischen und hellenischen Elemente* gerade im Raume von *Scutari* und die dieselbe begleitende deutliche *albanische Kettenverknickung*; letzten Endes auch durch die *serbische Grossscharung* von Südkarpathen, Balkan und innerdinarisch/hellenischen Zonen im Sektor von *Nisch*, samt der Scharung der Rhodope mit dem pelagonischen Massiv und der Verengung der Vardargraben-Garbe im Raume von *Mitrovitz*.

Nun aber dürfte auch der weitere Weg nach Norden zu abermals wichtigen Schlüssen frei sein:

Der *Ursprungstreifen der dinarischen Ketten* zwischen Ungarn und der Adria, im besonderen der fremdartige Inhalt der bosnischen Innenzone derselben, der die afrikanischen Schelfelemente der Apenninen-Halbinsel der Abruzzen, des garganisch/apulischen Streifens und weiterhin der adriatischen Aussenzone so unvermittelt gegen Osten hin abschliesst und damit den einstigen afrikanischen Sporn des alpinen Rücklandes so schwer einzuengen und gegen Osten überhaupt definitiv zu begrenzen schien, als „echte Geosynklinale“ in der Fortsetzung der taurisch-iranischen Ophiolith-Achse West-Asiens, *dieser innerdinarisch-bosnische Streifen* ist primär nichts anderes als *ein von den erythräischen Brüchen des afrikanischen Blockes in diesem Sektor geschaffener*, gesamt-mediterran betrachtet durchaus *lokaler Sondergraben mitten im sonstigen, primär nordafrikanischen Schollengebiet*; ein Graben, *jenseits desselben die alt-afrikanische Scholle in der pannonischen Masse Ungarns ungeschwächt weiter, bis an die Karpathen heran sich fortsetzte*, und der nur in der Folge, *konform seiner erythräischen Streichrichtung*, zu den gegenüber den westlichen und östlichen Nachbargebirgen *so aberrant verlaufenden dinarisch-hellenischen Ketten noch weiter zusammengestaut worden ist*. Gegen Norden hebt dieser „dinarische Graben“, wie das in dieser Richtung auch immer mehr sich verengende Ende der bosnischen Hornstein/Ophiolith-Zone nur zu deutlich zeigt, schon im Raume von Karlstadt-Agram aus; seine Randbrüche zersplittern sich in verschiedene Fiederspalten, an denen das dinarische Streichen sich noch über eine Weile fortsetzt *bis an die östlichen Südalpen heran, aber nicht mehr wirklich in dieselben hinein*. Nördlich dieses bosnischen Grabenendes aber, das im Grunde genommen eben auch *das Ende des dinarischen Streichens* bedingt und damit sogar selbst das *Ausklingen der wirklichen Dinariden* im strengsten Sinne des Wortes bedeutet, zieht daher die *grosspannonische Scholle*, wohl in sich weiter durch Brüche zerspalten und mit den nördlichsten dinarischen Zügen noch in einem ausgedehnten Übergangsareal in kompliziertester Interferenz tretend, im übrigen aber durchaus geschlossen, von den Alpen nach Osten *in den ungarischen Raum*, die Innenzone der Nordkarpathen und das siebenbürgische Hinterland der Ostkarpathen ein. Als auf grossartige *Weite ausgedehnte altafrikanische Frontmasse* ARGAND-scher Prägung *von den Westalpen bis nach Siebenbürgen hinein* über Hunderte von Kilometern aufgeschlossen.

Damit erstreckt sich diese alpin/afrikanische Front nun wirklich, wie schon 1920 ARGAND und ich im Jahre 1924 angenommen hatten, von den piemontesischen Alpen bis nach Ungarn hinein, auf eine heutige *Bogenlänge von 1800 km* und mehr, bei einer Bogensehne allein von über 1200 km. Aber während nach der bisherigen Auffassung im Süden dieser ausgedehnten afrikanischen Nordfront, zwischen der durch die Zusammenhänge mit den Balearen und Südspanien geforderten „Alpiden-Beugung“ im Raume südlich Sardinien und jener des Eisernen Tores am walachischen Donaudurchbruch, stets eine schwerverständliche „Einengung“ der afrikanischen Scholle bis auf eine Distanz von nur knapp 1000 km zu bestehen schien, um die herum der afrikanische Schub nach unserer alten Auffassung einst nur sehr schwierig und indirekt, durch eigentlichen in diesem Ausmass abermals mechanisch nur sehr schwer deutbaren „flux“, in die Züge des Apennins und die Bogen der Westalpen und der Karpathen eindringen zu können schien, und weiterhin Dinariden und Helleniden samt dem ganzen Apennin bisher meist als „afrika-fremde“, dem alpinen „Hauptorogen“ der zentralen Geosynklinalzone zugehörige Einheiten betrachtet wurden und damit als die Vorstellung der grossen einfachen Nordwanderung des „afrikanischen Vorgebirges“ beträchtlich *störende Bestandteile* im Bau Südeuropas empfunden werden mussten, weil der effektiv für ein ungestörtes oder nur wenig weiter disloziertes afrikanisches Vorgebirge übrig-

bleibende Raum sich damit *nur mehr auf den schmalen Sektor zwischen Rom und der adriatischen Ostküste* im besten Falle, unter Umständen sogar nur auf den dünnen und vielfach gleichfalls schon gefalteten Streifen zwischen Apennin und Dinariden zu beschränken schien, dürfen heute die genannten Elemente, d. h. die „Liguridenzone“ des Apennins samt diesem selber und der „Dinariden/Helleniden-Stamm“ der westlichen Balkan-Halbinsel *ganz anders gedeutet* werden und brauchen für die Genetik der europäischen Ketten *nicht* mehr als mechanisch besonders störend aufzufallen. Die grosse *Kettenbeugung von Genua* dürfen wir, samt der engen *Westalpenschnelle*, als *nachträglich* unter *späten Blockvorstössen* der korso-sardischen Masse entstanden verstehen, und eine ähnliche jüngere *Akzentuierung* ist wohl auch für den *Karpathenbogen* zwischen böhmischer Masse, russischen Randelementen, walachischem Block und der Rhodope, durch späteren rein *afrikanisch* bedingten Vorschub der beiden letzten Elemente gegen Norden hin, *in die primäre Kettenanlage hinein*, anzunehmen. Das wohl durch erythräisch verlaufende grössere und kleinere Grabengebiete und eine mächtige frontale Deformation in den grosspannonischen Elementen noch beträchtlich aufgegliederte afrikanische Vorgebirge *nahm hinter seiner Front auf solche Art gegen Süden hin primär ständig an Breitenentwicklung zu*, indem noch heute die ostalpine Front wohl – auch nach der heutigen Schollenlage im Raume Korsikas, d. h. auch *nach* einer sicher stattgehabten korsischen Nord- und Nordostbewegung –, nur beträchtlich westlich der toskanischen Küste gelegen haben kann, vor der *späten Verlagerung* der korsischen Vorlandscholle im Miozän und damit *vor der spätrogenen Apenninverknickung* aber sogar *noch bedeutend weiter westlich* angenommen werden darf. Im Raume südlich Rom aber, wo die Abruzzenscholle – wie die grossartige und ganz direkt stattgehabte Geröllschüttung aus dem tyrrhenischen Zwischenmassiv in den Flysch der Abruzzenzonen im Cilento zeigt – genetisch auf das engste mit dieser Masse verbunden erscheint, reicht das afrikanische Vorgebirge, gemäss dem scharfen Zurückweichen des umbrischen Bogens im sabinischen und latinischen Raum, dem Streichen der korsischen und toskanischen Austriden und dem Isohypsen-Bild jener Meerestiefen, wahrscheinlich heute, d. h. abermals *nach* dem korso-sardischen Vorstoss in den Nordapennin hinein, sogar überhaupt *bis nahe an den Ostrand Sardiniens* heran, wofür auch gewisse faunistische Beziehungen, wie das Auftreten ost- und sogar südalpiner Formen neben sardischen, zu sprechen scheinen. Der Ostrand des alt-afrikanischen Vorgebirges aber dürfte, vor der jüngeren Akzentuierung und eigentlichen Schaffung eines geschlossenen Karpathenbogens und der damit verbundenen Verstärkung der Beugung am Eisernen Tor, vom Bihargebirge wohl mindestens südöstlich direkt gegen die Rhodope und den Westteil Kleinasien zurückgelaufen sein. Damit aber erscheint dieser ganze afrikanische Nordsporn nun überall in mächtiger Breitenentwicklung, und *dieses robuste afrikanische Vorgebirge* zwischen Rhodope oder zum mindesten dem ägäischen Sektor und dem sardischen Meridian war damit zweifelsohne, *als mächtig vorstossender Block grossen Stils*, imstande, das alpine System dieses ganzen Raumes nordwärts zu den heutigen Ketten zwischen Rom und dem Eisernen Tor vorzutreiben. Wir werden auf die Entstehung dieses wichtigen Vorgebirges weiter zu sprechen kommen; vorderhand aber sei einmal, auf der Basis der gewonnenen Erkenntnisse, der feinere Mechanismus dieses afrikanischen Nordstosses in die alpinen Gebirge zwischen Korsika und dem Eisernen Tor noch etwas näher beleuchtet. Dann erst werden die Grundlagen auch für ein besseres Verständnis der Entstehung der mitteleuropäischen Bucht und des afrikanischen Vorgebirges zwischen Rhodope und dem tyrrhenischen Massiv genügend erkennbar sein und ergeben sich auch weitere Schlüsse in bezug auf *die konkreten alpinen Leitlinien Europas*.

Betrachten wir unter den gegebenen Voraussetzungen dieses zentralmediterran gelegenen afrikanischen, d. h. ionisch-adriatisch-pannonisch-austriden Vorgebirges und der dazu irgendwie in ihren Umrissen so auffallend passenden mitteleuropäischen Bucht zwischen Sardinien und der Walachei die *Entstehung der alpinen Gebirge dieses Sektors*, so schält sich langsam und in grossen Zügen wohl etwa folgender Mechanismus heraus:

Zunächst rückte wohl der afrikanische Block während langer Zeiten in seiner Gesamtheit langsam gegen die sicher in den verschiedenen mediterranen Segmenten an sich schon verschieden breite alte Tethys und den hinter diesen mannigfaltig gegliederten Meeresräumen liegenden, abermals komplex gebauten und dementsprechend auch umrissenen alteuropäischen Südrand vor; auf der ganzen langen Front vom Atlantik bis an das Schwarze Meer. Aber *im Zentrum*, gemäss dem in der „mitteleuropäischen Bucht“ weiter zurückliegenden Vorlandblock weit weniger behindert und damit auch deutlich *kräftiger vorstossend* als hinter den westlichen und östlichen Sektoren, wo das alteuropäische Vorland mit seinen beiden höchst massiven Hauptwiderstandsräumen im „russischen und spanischen Vorgebirge“ den afrikanischen Vorstoss weit mehr zurückbremste, wo aber dafür in einer späteren Phase, aus zunächst nur sekundären Trog- und Schwächezonen, die Vorlandgebirge der Iberiden und das Kaukasus-System emporzusteigen begannen. Bald aber wurden in dieser Situation die *wechselseitigen Spannungen* zwischen den in ihrem generellen Vormarsch auf Europa hin verschieden stark gehemmten afrikanischen Frontabschnitten so gross, dass längs bereits an sich existenten alten, aber während langer Zeit wieder vernarbten mächtigen *Bruchsystemen*, den *Vorläufern der späteren erythräisch-afrikanischen Brüche*, die afrikanische Großscholle begann, sich weiter mechanisch zu *differenzieren* und auf solche Art versuchte, sich den verschiedenen Widerständen innerhalb der Tethys und im Vorland einigermaßen anzupassen. So löste sich aus der allgemeinen Nordfront Afrikas das bis zu einem gewissen Grade schon vorhandene „*Vorgebirge*“ ARGANDS allmählich in *immer vermehrter Masse* und drang *immer kräftiger*, als mächtige zentrale Sonderscholle, als weitgehend selbständige mechanische Einheit, in den Bereich der mitteleuropäischen Bucht, als in eine besondere Zone geringeren Widerstandes zwischen den alteuropäischen Vorgebirgen der russischen und der spanischen Ecke, als *eigener Sonderblock* nordwärts vor. Vielleicht dabei zwischen den südwärts etwas konvergierenden Bruchsystemen Syriens und Westafrikas auch noch besonders, in Form eines in horizontaler Richtung vorgedrückten Keiles oder *Keilhorstes* oder einer ganzen Keilschar, in stets weiter gesteigertem Masse *nach vorn gepresst*. Dabei mochten mit der Zeit, gemäss den unter den gegebenen Umständen zunächst bloss relativ geringen seitlichen Widerständen innerhalb der vorderhand noch freiräumigen Tethys, im nordwärts vorstossenden afrikanischen Vorgebirgsblock auch weitere Bruchsysteme und, infolge eines gewissen, gerade hier ohne weiteres möglichen Auseinanderstrebens der bei diesem Vorgang entstehenden Einzelschollen, auch eigentliche junge *Zerrungsgebiete* sich herausbilden, in denen es, in folgerichtiger Fortentwicklung dieser Vorgänge, mit der Zeit ganz naturgemäss und ohne weiteres auch zur Ausbildung eigentlicher *grabenartiger Senken* kommen konnte. Auf solche Art mögen innerhalb des afrikanischen Vorgebirges des zentralmediterranen Sektors, primär sehr wohl schon zu Beginn des oberen Jura – wie die entsprechenden Radiolaritzone zeigen –, etwa die *liguride Zone* des Apennins und die *bosnische Grabenserie* der dinarischen Region entstanden sein, daneben wohl auch der südliche Teil der Molisezone; als *in der Richtung des generellen afrikanischen Schubes* verlaufende und gegenüber der alpinen Hauptgeosynklinale zunächst nur *sekundär* erscheinende Sedimentationströge erythräischer Richtung,

deren Inhalt nun, im weiteren Verlauf der Orogenese, ohne die geringsten Schwierigkeiten zu den gegenüber den übrigen mediterranen Ketten scheinbar so *aberrant* und *querstreichenden Gebirgen der Dinariden und des Apennins* zusammengestaut werden konnte.

Mit fortschreitender Annäherung an das europäische Vorland differenziert sich aber das afrikanische Vorgebirge weiter, und zwar abermals an erythräischen Bruchsystemen; gemäss den vom Vorland her bereits kräftiger sich spürbar machenden, verschieden starken lokalen Widerständen gegenüber dem allgemeinen afrikanischen Vormarsch. Nun beginnen die *äusseren Vorlandmassive* des Schwarzwald/Vogesen-Blockes und die Aarmassiv-Versteifung, im übrigen nur als südliche Aussenbastionen des viel gewaltigeren, heute durch mächtige Brüche aufgespaltenen *rheinischen Schildes*, im Osten die *böhmische Masse*, im Westen das *Zentralplateau Frankreichs* und in dessen Hinterland die *keltischen Elemente* der Bretagne und der britischen Inseln, als alte, schon in der Faziesentwicklung ihrer Nachbarschaft wohlausgeprägte *Hochgebiete* sich fühlbar zu machen: die Bewegung staut sich hinter der Vogesen/Schwarzwald- und der böhmischen Masse, sie kommt gegen die schon zur Jurazeit sich geltend machenden Tiefebene beidseits dieser mächtigen Pfeiler des Vorlandes, d. h. gegen die schwäbisch-bayrische Tafel und in der Folge auch gegen die spätere Lücke des Plateaus von Langres, im Osten der böhmischen Masse gegen die polnische Tafel, bald leichter vorwärts als hinter den genannten grossartigen Widerlagern Europas; und *so teilt sich das primär während langen Zeiten einheitlich vorrückende afrikanische Vorgebirge abermals weiter auf*, zum Teil auf alten, nunmehr neu aufreissenden, zum Teil aber bereits schon vorher wieder reaktivierten Bruchbahnen. Die *ionische Bruchchar* reaktiviert sich auf uralter Anlage, auf der unter anderem in den Alpen die auffallende Porphyrlinie Recoaro-Bozen aus der Permzeit liegt, zu neuer Schärfe; der *Molise-trog* senkt im weiteren Süden nun allgemein sich ein, so dass eine *grossartige Bruchzone*, und zwar auf eine selbst nur durch die heutigen Aufschlüsse zwischen Tarent und Val di Non *über fast 900 km hinweg bekannte Länge*, von nun an eine westliche, vor allem *tyrrhenische*, und eine östliche, vor allem *adriatische* Scholle *grundsätzlich scheidet*. Hinter dem steifen Widerlager der böhmischen Masse aber, das übrigens im weiteren Norden noch durch den ganzen skandinavischen Block in seiner europäischen Widerstandskraft in kontinentalem Ausmass verstärkt und unterstützt erscheint, löst sich, auf alter und bereits im oberen Jura erneut aktivierter Bahn, längs dem System der ägäischen, der Vardar-, der Save- und der Draubrüche und deren nördlichen Aufsplitterungen gegen den östlichen Alpenabbruch, den Balaton-See und gegen Wien hin, die eigentliche engere *pannonische* Masse von der adriatischen Scholle und dem mit derselben unterdessen nun solidarisch gewordenen Dinaridenblock ab, und stösst an ihrer weit und nun gesondert nach Norden vordringenden Front den ersten Karpathenbogen vor sich her. *So holen gegen die eigentlichen Hauptphasen der orogenetischen Paroxysmen hin drei verschiedene mächtige Einzelschollen des afrikanischen Vorgebirges zu differenziertem Angriff auf die verschiedenen Schwächezonen zwischen den grossen alten Haupt-Bastionen Mitteleuropas*, d. h. den Vorlandmassiven zwischen Zentralplateau, Schwarzwald/Vogesen, böhmischer Masse und Walachei, *in weitgehend selbständigen Vorstössen aus*. Der „*adriatisch-dinarische*“ Block, der sich später erneut wieder differenziert in das weiter komplexe dinarische Gebirge und die kaum gefaltete adriatische Scholle schlechthin, *türmt an seiner Front den Bogen der Ostalpen auf*. Die westliche, „*tyrrhenische*“ Randscholle des alten Vorgebirges, zu der als integrierende Bestandteile auch die Hauptelemente des Apennins gezählt werden müssen, inklusive Toskaniden und Liguriden, *rückt generell aus dem späteren Raum von Malta, Sizi-*

lien und Kalabrien in allgemeiner Richtung gegen die Schwächezone zwischen rheinischem und gallischem Grundschild, d. h. in der Richtung auf das heutige Plateau von Langres und das Pariserbecken vor und stösst vor sich her den Westalpenbogen, an ihrer linken Flanke den primären Apennin, d. h. den Nordapennin und das alpine Korsika zusammen; ihrerseits auch in ihrem Rücken nach Norden gedrängt unter den Stössen des kalabrisch-sizilischen Atlas-Systems und der heute grösstenteils versunkenen jonischen Abschnitte der afrikanischen Hauptmasse. Demgegenüber stösst die östliche, in erster Linie „ägäisch-mazedonische“ Randscholle, im Norden verstärkt durch die eigentliche pannonische Masse, gegen den ersten Karpathenbogen hin, an der rechten Flanke das „schleifende“ Kettenfragment der primären Anlagen zu den späteren Gebirgen zwischen Bihar, Eisernem Tor und dem Nordbalkan zusammenschiebend. Bei dieser Gelegenheit wird auch die alte jurassische Grabenzone des dinariden Kettenabschnittes als Ausläufer der taurisch-iranischen Geosynklinale endgültig zusammengestaut. So besass gewissermassen jeder Abschnitt des afrikanischen Vorgebirges seine ganz bestimmte Aufgabe und Funktion im Gesamtplan der alpinen Orogenese und lassen sich die verschiedenen Haupt-Kettensegmente zwischen Apennin, Westalpen, Ostalpen und Karpathen zwanglos mit diesem getrennten Vorgehen der afrikanischen Einzelschollen und ihrem Gegen-spiel mit den europäischen Vorlandbastionen erklären, und solchermassen auf natürlichste Art verstehen. Dass dabei nun aber auch im Vorland Europas alte Bruchsysteme sich neu aktivierten – am Ost- und Westrand der böhmischen Masse, letztere in fast gerader Fortsetzung der Vardarlinien, dann die Bodenseebrüche, gewissermassen als ferne Abbilder der adriatischen Grabenzone, der Rheinalgraben, an dem Schwarzwald und Vogesen, auch heute vielleicht zwei an sich verschiedenen alpin bedingten Grossfaltengkulissen zugehörig, doch auch noch transversal gegeneinander verschoben erscheinen –, trägt neben anderem nur zur weiteren und natürlichen Belebung des tektonischen Bildes bei.

So scheint heute der in Einzelsektoren aufgelöste Angriff durch verschiedene grossartige Einzelschollen des afrikanischen Vorgebirges das Bild der alpinen Ketten zwischen Karpathen und Apennin weitgehend und ungezwungen zu erklären.

Ein Wort ist in diesem Zusammenhange hier wohl auch noch am Platze über die in den europäischen Faltenwirbeln an Schärfe nicht zu überbietende und in ihrer ganzen Art durchaus einzig dastehende grosse Schleife der Karpathen. Zur Zeit umschlingt dieselbe ohne Zweifel die Ebenen Ungarns und Siebenbürgens als durchaus geschlossener, wenn auch in seiner Zusammensetzung sehr heterogen erscheinender Gebirgswall. Man hat in demselben daher, mit wenigen Ausnahmen, stets auch einen „einheitlichen Faltenbogen“ alpiner Art, von relativ einfacher Entstehung und mit durchaus primär schon zusammengehörigen Einzelementen gesehen, sah sich dafür aber gezwungen, die gewaltige „Ausladung“ dieses „Karpathenbogens“, gegen das Schwarze Meer resp. die untere Donau hin, mit einem ganz abnormen, mechanisch nur sehr schwer verständlichen zähen Hineinfließen der Faltenwellen in die weitausgebreitete Depression zwischen walachischer und böhmischer Masse zu erklären. Dies würde aber eine gewaltige und allgemeine Bewegung der Massen gegen die russische Tafel und ihre Unterabschnitte als Grundbedingung der karpathischen Orogenese voraussetzen.

In Wirklichkeit aber ist der heutige Karpathenbogen als solcher überhaupt nur ganz junger Entstehung, und er ist auch aus ganz verschiedenen, voneinander zum Teil ganz unabhängigen älteren Gebirgselementen durchaus verschiedener Provenienz und Zugehörigkeit zusammengeschweisst; im Gefolge junger und jüngster Krustenbewegungen, durchaus von der Art der emilianischen des Apennins. Und abermals ähnlich wie im Apennin ist auch in grossen Teilen der Karpathen sogar die ur-

spröngliche Schubrichtung einzelner Bau-Elemente durch die *jüngeren Bewegungen radikal umgekrempelt*, und sind auch *ältere Bau-Elemente durchaus heterogener Natur* und primär ganz verschiedener tektonischer Zugehörigkeit zu dem nur *scheinbar* einheitlichen, bedeutend *jüngeren*, heute morphologisch und zum Teil auch tektonisch in erster Linie in Erscheinung tretenden *Gebirgsbogen zusammengefügt* worden. Die Tatsachen sind an sich schon eine ganze Weile bekannt, sie seien daher hier nur summarisch zu einem neuen Bilde zusammengefasst:

Die *ostkarpathische Kristallinzone* ist ein erst durch die jüngsten Bewegungen des alpinen Zyklus der heutigen Karpathenschleife einverleibtes, im Grunde aber durchaus *fremdes Bruchstück*, und primär ganz anderer Entstehung. Sie ist der grösste Rest eines weit älteren Gebirgszuges, der primär als eine *westliche Kulisse des Kaukasus-Krim-Dobrukscha-Systems* angelegt wurde, das als Ganzes, wenn auch in verschiedenen Ästen, in einer ersten Phase der alpinen Orogenese *vom russischen Block* als dem Westteil Asiens *gegen die alten Tethysräume hin bewegt* und gegen dieselben vorgefaltet worden ist. Diese ursprüngliche „Vorfaltung gegen Südwesten“ ist auch heute noch im Haghimaßgebirge der Ostkarpathen in aller Klarheit zu sehen, sie ist auch durch die neueren Untersuchungen JON ATANASIU ausgezeichnet zur Darstellung gelangt. Gegen Norden verbindet sich diese im Grunde kaukasische Kristallinzone der Ostkarpathen *nicht* etwa mit der ebenfalls kristallinen Innenzone der Nordkarpathen, wie früher fast allgemein angenommen wurde, sondern läuft weit *im Norden der tatrischen Kerngebirge* und sogar ausserhalb der Zone der Pieninen-Klippen aus, generell allerdings dem Innenrand der grossen *karpathischen Flyschzone* entlang. Dieser Flyschzug aber stellt, nach den Gegebenheiten um Wien und am Nordrand der Ostalpen, wie schon der Ostteil der alpinen Flyschzone selber, eine faziell schwerveränderte Fortsetzung oder wohl eher sogar eine seitliche *Ablösung der helvetischen Randzone der Alpen* dar und umspannt die innerkarpathischen Elemente in geschlossenem Gürtel bis in die Walachei hinab. Das auffallende *Umschwenken* aus der längs dem Ostalpen- und Nordkarpathenrand herrschenden östlichen und nordöstlichen Streichrichtung *gegen Südosten hinab* ist nicht ohne weiteres erst mit der Ausbildung des Karpathenbogens in Verbindung zu bringen, sondern liegt wohl schon in einer primär stattgehabten *Ablenkung oder Abknickung des Sedimentationsraumes* dieser „nordalpin/helvetischen“ Flyschzone durch einen dem „kaukasischen Ast“ der Ostkarpathen an dessen Innenrand folgenden, quasi subkarpathischen *Graben* – und zwar wohl in einer direkten streichenden Fortsetzung der dem erythräischen Bruchsystem so auffallend parallel-laufenden sudetischen Randbrüche –, begründet und fällt deshalb abermals auch kaum zufällig mit *derselben* Richtung der älteren Falten der *Nord-Dobrukscha* zusammen.

Die *Ostkarpathen der Moldau*, und zwar Kernzone und Flyschgürtel, bilden so gegenüber den tatsächlich noch alpinen Elementen der Nordkarpathen und des sog. „Inneren Gürtels“ im ungarischen Mittelgebirge eine fremde, im Grunde *russische*, in den Karpathenbau gewissermassen *erst nachträglich eingeschmuggelte* resp. *eingefügte Einheit*, die erst viel später, vor dem alpinen Vorschub der inneren Karpathenzone, an deren Front als *Rest eines alten, russisch/altiden Vorlandgebirges*, in Form einer nunmehrigen *grossen Vorwelle der alpin/mediterranen Schübe*, dem heutigen „Gebirgsbogen“ *angeschweisst* worden ist.

Die eigentlich alpinen Zonen der *Nordkarpathen* aber, d. h. die tatrischen Kerngebirge und die subtatrischen Decken samt deren oberostalpinem Hinterland im Gömörergebirge, schwenken in ihren östlichen Teilen, im Gebiete von Kaschau und im Bükkgebirge, scharf gegen Südosten und damit gegen den siebenbürgischen Zentralblock im Apuseni-, Bihar- und Kodru-Gebirge zurück und wer-

den dazu längs der Hernadlinie durch die Tokayer Vulkangruppe, resp. die dieselbe bedingenden nördlichen Theissbrüche, jäh quer abgeschnitten. Über den mittleren Marosch ziehen diese Elemente dem Eisernen Tor und dem benachbarten Banate zu, und weiter der Rhodope und ihren Randgebieten.

Schwieriger ist wieder die Deutung der *Südkarpathen* und der heute so grossartigen Kettenbeugung zwischen diesen und dem Balkangebirge am *Eisernen Tor*. Heute liegen in den transsylvanischen Alpen die *getischen Decken* – wahrscheinlich handelt es sich nur um eine einzige Grosseinheit – über den Serien der *Paringfenster*, die, abgesehen von den Ophiolithen, in eigenartiger Weise an die nordkarpathischen Kerngebirge der *Tatra-Zone* erinnern, von denen aus eine weitere lose Verbindung mit dem ähnlich gebauten *Wechsel* und über denselben zu den nun erstmals auftauchenden penninischen Serien der *Hohen Tauern* denkbar und möglich erscheint. Die getische Serie zeigt dagegen weitgehende Verwandtschaft mit der ostkarpathischen Zone der *Moldau*, des Håghimaßgebirges im besonderen, dürfte daher wohl *kaum* – es sei nur an die beiden Gebieten gemeinsamen Bučegi-Konglomerate und das an beiden Orten gleich ausgebildete und durchaus analog gegliederte Kristallin erinnert – so ohne weiteres aus dem ostalpinen resp. panonischen Innengürtel Siebenbürgens und des Bihargebirges über die „Zone der tatrischen Kerne“ hinaus in südlicher Richtung an ihren jetzt eingenommenen Platz gelangt sein. Es ist damit heute noch nicht so ohne weiteres gesichert, dass die getische Decke in den transsylvanischen Alpen wirklich und primär von Norden gegen Süden, d. h. in der Richtung auf die Walachei überschoben worden sei. Gegen diese These sprechen übrigens auch eine Reihe von Faltenüberkippungen gegen die Nord- resp. Nordwestseite dieses südlichen Karpathensektors, die sich im Gebiete des Eisernen Tores zwischen Orşova und Turn Severin ganz besonders akzentuieren. Die Dinge lösen sich aber recht erfreulich, wenn wir daran denken, dass gerade in diesen so stark gegen das Schwarze Meer vorgelagerten alpinen Ketten sehr wohl eine Reihe von *Interferenzerscheinungen* mit den *aus Asien*, vom Kaukasus und der Krim herbeiziehenden Gebirgsästen sich herausbilden mochten, die in der Folge zu recht verwickelten *Überschneidungen von Bruchstücken primär ganz verschiedener Gebirgssysteme* führen konnten. Sehen wir näher zu.

Im Westen Europas splittert das Vorlandssystem der *Pyrenäen* ostwärts auf in mehrere Äste: auf dem südfranzösischen Festland jene der Cevennen und der provençalischen Ketten, zwischen die von Osten her der geschlossene Bogen der Westalpen sich drängt, in den Alpes-Maritimes und den Basses-Alpes wohl noch primär östliche Teile des provençalischen Pyrenäenastes in gewaltiger Schleppung sich einverleibend. Im zentralen Asien spalten sich die Elemente des *Tianschan-Systems* gegen Westen hin auf; am Schwarzen Meer tut dasselbe nochmals, mehr im Kleinen, das Vorlandssystem des *Kaukasus*, als der südlichste und am weitesten nach Europa eindringende Ast des eben genannten zentralasiatischen Kettensystems. Das *Krimgebirge* ist ein erster solcher westwärts rasch erlöschender nördlicher Seitenast des Kaukasus-Systems, die *Dobrudscha* der kümmerliche Rest eines zweiten wohl etwas zentraler gelegenen, die Anlage der *ostkarpathisch-moldauischen Kernzone* ein dritter, der vielleicht überhaupt eine neu wiederauftauchende Verlängerung des kaukasischen Hauptastes darstellt. Von diesem bereits zentralgelegenen Element einer westlichen Aufgabelung des Kaukasus-Systems kann jedoch weiterhin, etwa aus dem Raume der heutigen östlichen Walachei heraus, sehr wohl ein abermals etwas südlicherer Seitenast abgezweigt sein, der nun aber, gerade wegen seiner bereits weit südlichen Lage im Gesamtplan dieser Ketten, nicht mehr ohne weiteres vom podolischen Block gegen Südwesten, sondern von der walachischen Scholle her – durchaus analog den südlichen Ästen des Tian-

schan-Systems im Alaigebirge – *gegen Norden*, d. h. *gegen und in die heutigen Südkarpathen* vorgestossen wurde. Als direkte erste *Anlage der getischen Überschiebungen* der heutigen Kette, die damit naturgemäss gegen Osten hin, d. h. mit der Annäherung an die im Gegenstoss gegen Südwesten vorprellende altaide Hauptkette der Ostkarpathen, relativ rasch ausklingen müssten, gegen Westen aber, unter dem Einfluss der in diesen Meridianen nun weit direkter einsetzenden und damit verstärkten afrikanischen Schübe, ein recht beträchtliches Ausmass erlangen konnten. Im Hinterland dieser beiden gegen Osten sich scharenden *kaukasischen Kettenäste* der rumänischen Karpathen aber brachen in *grabenartigen Rinnen* des weiteren die schmalen Sedimentationsräume der heutigen *Flyschzone* ein, im Scharungsgebiet der alten Ketten – in das die moldauische Grabenzone in erythräischer Konsequenz sich fortsetzte, wie schon die heutige Auftrennung von Ostkarpathen und Dobrudscha zeigt – sich weitgehend miteinander verbindend. Auf jeden Fall greift der Kreideflysch von den genannten Gräben auch auf die beiden Gebirgsäste selber über und verbindet so nunmehr, im Gebiete von Braşov/Kronstadt, diese alten Fragmente durch weithin gemeinsame Faziesentwicklung. Es sei dafür nur an das Auftreten der Sinaia-Schichten und der Bučegi-Konglomerate in beiden Elementen erinnert.

Dieser alte, im Grunde *kaukasische Kettenplan* ist nun weiterhin, durch jüngere Vorstösse aus dem Untergrund der Walachei, wohl im Zusammenhang mit der Auffaltung des eigentlichen Balkangebirges an der Front der längs den ägäischen Brüchen in vermehrter Masse nach Norden gedrängten Rhodope-Masse, abermals kräftig deformiert und neuerdings umgeprägt worden. Diese afrikanischen Schübe erzeugten und verschärften vor allem die heute so grossartige *Beugung der Ketten am Eisernen Tor*, im Sinne weiterer, in ihrem Stil der Akzentuierung der Westalpen-schlinge vergleichbarer Zusammenpressung eines älteren, primär von der walachischen Masse her angelegten, im Grunde noch südkaukasischen Faltenbogens. Und die gleichen afrikanischen Impulse führten schliesslich, aber in weiterem Zusammenspiel mit einem abermaligen kräftigen Vorstoss der alpin-pannonischen Front Ungarns in den heute siebenbürgischen Raum, zwischen die beiden kaukasischen Äste hinein, auch zur endlichen Entstehung der heute vorliegenden, *einen primär einheitlichen Gebirgsbogen aber nur vortäuschenden*, bisher mechanisch so schwer verständlich gewesenen *Karpathenschleife* zwischen Moldau und Walachei. Aus diesem Grunde umspannt auch erst der tertiäre Aussengürtel der Karpathen in wirklich geschlossenem Bogen diese nunmehr gegen die Dobrudscha und die untere Donau beidseits Černavoda ausgebaucht erscheinende südostkarpathische Gebirgsschleife.

Eine etwas andere, im Prinzip aber *analoge Auflösung* des Karpathenbaues könnte auch darin gesehen werden, dass nicht nur der kaukasische Ast der Ostkarpathen, sondern auch noch jener der späteren *getischen Kristallinzonen der Transsylvanischen Alpen* primäre Bewegung *vom podolischen Block weg*, aber nunmehr eher *gegen Süden hin* gezeigt hätte und dass damit die getischen Decken, durch jüngere Akzentuierung dieses transsylvanischen Kaukasusastes infolge einer mächtigen walachischen Unterschiebung, tatsächlich gegen Süden hin sich vorgeschoben hätten, wie bis anhin allgemein angenommen wurde. In diesem Falle aber könnten die Serien des *Paringfensters*, die nach ihrem ganzen Auftreten doch so auffallend den *tatriscen Kerngebirgen* der Nordkarpathen zu entsprechen scheinen, *nicht* mehr zu dieser tatriscen Zone gerechnet werden, sondern müssten ganz anderen, primär südlich an den transsylvanischen Kaukasusast angeschlossenen Zonen zugehören. Als solche kämen nun wohl in erster Linie *östliche Aufsplitterungen der späteren Vardarzone* in Betracht, die sich unter Umständen gerade

an den kaukasisch-transsylvanischen Kettenanlagen aufgespalten haben dürften, in einen nördlichen „Vardarast“, der über das Banat zum Bihar hinaufführen konnte, und einen südlichen, der zur Paringserie abgezweigt worden wäre. So liegen gerade in den südlichen Karpathen und im Gebiete des Eisernen Tores, aber auch im westlichen Balkangebirge noch grossartige Probleme einer weiteren Forschung ob.

Auf jeden Fall aber tritt in den Karpathen, sowohl bei der ersten wie der zweiten Auflösung ihres Gebirgsbaues, mit Ausnahme der Entwicklung der bosnischen und vielleicht sogar der liguriden Ophiolithbahnen zum ersten Male in Europa, zu den Effekten der afrikanischen Süd-Nordschübe vor der Hauptfront Afrikas ein kräftiger und zweifelsfreier Einfluss auch des russischen Blockes im alpinen Bau unseres Kontinentes in deutliche Erscheinung. Damit erscheint, erstmals im alpinen Europa, der Westteil der asiatischen Gesamtscholle als ein ernsthafter Gegenspieler zum afrikanischen Block. Nördliche, asiatische Schübe treten in diesen karpathischen Räumen in durchaus ähnlichen Konflikt mit den von der indo-afrikanischen Scholle ausgehenden, gegen Norden gerichteten Impulsen wie südlich des Beckens von Fergana in den Ketten des Alai und des Transalai; nur in viel schwächerem, aus der gegenüber der Hauptmasse Asiens mehr randlichen Position des podolischen Blockes jedoch durchaus verständlichem Ausmass. Das Grundprinzip des Baues und der tektonischen Geschichte aber ist sowohl in Osteuropa wie in Zentralasien dasselbe: der Kampf der beiden gegeneinander vorrückenden kontinentalen Hauptschollen. In den Karpathen treten die europäischen Ausläufer des Tianschan-Systems in den letzten westlichen Ästen der Kaukasus-Ketten noch in Widerstreit mit den von Süden anrückenden gondwanisch-afrikanischen Frontelementen; der afrikanische Stoss aber überwältigt mit dem alpinen Europa diese letzten asiatischen Randausrichtungen des erst im Osten zu voller Macht sich entwickelnden russischen Gegenspielers und trägt damit zu der seit langem schon erkannten Verdrehung des asiatischen Blockes gegen Osten hin bei. Die Karpathen werden damit einmal mehr zu einem der interessantesten Objekte im alpinen Raum Europas, und es wird von dort aus nun auch weiter noch nach solchen Interferenzerscheinungen zwischen afrikanischen und auf europäischem Boden ausklingenden asiatischen Schüben Ausschau zu halten sein.

Diese „karpathische Kampffront“ läuft auf jeden Fall weiter in die saxonischen Elemente Deutschlands und Böhmens, mit schwachen Ausläufern wohl gar bis in das Pariser Becken und nach Südengland, ja sogar Südschweden hinauf. Es sei in dieser Beziehung nur an die gewissermassen „asiatischen“, wenn auch nur kurzen und steilen, aber an sich doch klar vorhandenen Aufschiebungen der böhmischen Masse und des Thüringer Horstes gegen Südwesten, die gleichgerichtete Aufschiebung der Lausitz auf die nordböhmische Kreide, die Osning-Überschiebung des Teutoburgerwaldes oder das Grundrissbild der posthumer Falten des Pariser Beckens oder jenes der Bruchzone Schonens erinnert, d. h. an Objekte, die in den genannten Gebieten immer wieder in deutliche Wechselwirkung treten und gewissermassen in Widerstreit stehen mit Effekten generell gegen Norden gerichteter, d. h. letzten Endes afrikanischer Schübe; vom Aussenrand der Sudeten über den Nordabbruch des Thüringer Waldes und den Nordrand des Harzes bis hinüber an den Pas de Calais und Südengland. Im wirklich alpinen Raum Europas aber bleibt, vom Mittelmeer bis an den Aussenrand des alpinen Kettengürtels, und zwar von den Pyrenäen, den Cevennen und der Provence bis hinauf nach Basel und hinüber in die südlichen und östlichen Karpathen, ja selbst bis an den Südrand der Dobrukscha und die Balkanketten Bulgariens hinein, der afrikanische Schub aus dem Süden in unumschränkter Weise Schöpfer und Meister der alpinen Tektonik, und tritt der

asiatische Gegend des russischen Blockes *schon von der Dobrudscha an westwärts mehr und mehr zurück*.

Auf solche Art weisen heute die tatsächlichen *alpinen Leitlinien Europas* ein wesentliches komplexeres Gesicht als dies bisher die sog. Leitlinien der jungen Ketten des Kontinentes vermuten liessen. Nicht nur sind in diesem Gesamtbild *asiatische und afrikanische Einflüsse und Elemente in bezug auf die Gestaltung Europas wieder in vermehrtem Masse auseinander zu halten*, durchaus im Sinne der klassischen Anschauungen von EDUARD SUESS, sondern es ist darüber hinaus auch das *Bild der europäischen Gebirgsschleifen* an sich in erhöhtem Masse weiter *aufzugliedern* und zu modifizieren. Denn die Kettenschlingen Europas lösen sich in ganz verschiedene und höchst komplexe, dafür aber heute weit besser verständliche Elemente, zum Teil allerdings ganz gegensätzlicher Natur und Entstehung auf.

Zunächst besteht die *Aufgliederung des mediterran-europäischen Gebirgsgürtels* zwischen der armenischen Scharung und den atlantischen Küsten in einen westlichen, mittleren und östlichen Sonderabschnitt, voneinander geschieden durch die tunesisch-sardische Scharung und durch die ägäische Bruchzone am Westrand Kleinasien, in vollem Umfang weiterhin zu Recht. Diese drei grossen Hauptabschnitte der orogenen Zone des Mittelmeeres verhalten sich im einzelnen aber durchaus verschieden. *Ost- und Westsektor* zeigen mit geringen Ausnahmen – in Spanien etwa den hesperischen Elementen der zentralen Iberiden – ein von der Ostwestrichtung nur wenig abweichendes, wirklich „*mediterranes*“ Streichen, während im mittleren Sektor zu den gleichfalls *mediterran* streichenden Hauptketten der Alpen, Siziliens, der Nord- und Südkarpathen und des Balkanzuges in durchaus auffälliger Art die in *afrikanisch/erythräischer* Richtung streichenden Elemente des Apennins, der Dinariden und Helleniden, am Westrand dieses so auffallenden Orogen-Abschnittes Ostkorsika, am Ostrand die Ostkarpathen als neue, im Grunde genommen durchaus fremdartige Elemente sich fügen. Im *west-mediterranen* Orogenabschnitt, als dessen Hauptelement der zwar in sich weiter durch Brüche gegliederte, als ganzes aber in grosser Schärfe nordgetriebene Bogen des betisch-balearenischen Deckengebirges ganz unzweifelhaft sich kundgibt, spielt, vom Hohen Atlas bis nach Kastilien und Katalonien, in die Pyrenäen und die Provence hinauf, die generelle *Nordbewegung* der Ketten unter dem afrikanischen Vorschub die ausschlaggebende Rolle und treten die südfalteten Gebiete, im Rif, im algerischen und tunesischen Atlas, oder in den Südpynenäen und gewissen Abschnitten der zentral-kastilischen Ketten, an Bedeutung ganz zurück. Im *zentral-mediterranen Abschnitt*, zwischen den sardisch-tunesischen Brüchen und dem Bosphorus, zeigen zwar immer noch *die alpinen Hauptgebirge* zwischen Korsika und Bulgarien, d. h. die Elemente des Nordapennins, der Alpen, der Karpathen und des Balkans, wenn auch vielfach durch die Vorlandwiderstände sekundär abgelenkt, die grossartige primäre *Nordbewegung* aller Elemente unter dem Nordstoss und *an der Front der afrikanischen Masse* und treten die eigentlichen Südbewegungen, zur Hauptsache beschränkt auf Teile Siziliens und Kretas, abermals zurück. Dafür erkennen wir gerade im Süden Italiens abermals *ausgedehnte Nordbewegungen an der kalabrischen Front der Sila* und vielen Elementen im *Atlas-System Siziliens*. Zu diesen *mediterran* verlaufenden Zügen treten nun aber in diesem zentralmediterranen Orogenabschnitt erstmals in grösserer Verbreitung fremdartige Elemente: einerseits mächtige in *erythräischer* Richtung verlaufende Kettensysteme, so der Apennin und die Dinariden samt dem adriatischen Raume, deren Entstehung auf die weitere *quere Zusammenpressung* ausgedehnter, eigentlich *afrikanischer Bruchfelder und Gräben* zwischen dem tyrrhenisch-sardischen und dem pannonisch-walachischen Block zurückzuführen und zu deren Aussenposten wohl auch noch

Korsika zu rechnen ist, andererseits erstmals aber auch deutliche Einflüsse west-asiatischer Schubkomponenten aus dem Raume des russischen Blockes heraus und schliesslich, in den dinarisch-hellenischen Sektor einmündend, auch eigentliche westliche Ausläufer der westasiatischen Randbögen des Taurus- und Iraniden-systems. Die asiatische Schubkomponente beginnt im Osten der Adria schon in bedeutenden Wettkampf mit den afrikanischen Schüben zu treten, wie vor allem der nach KOBER und BLUMENTHAL so grossartige Decken-Bau Griechenlands und der bescheidenere der dinarischen Kette dies zu dokumentieren scheinen, oder der Bau der ostkarpathischen Kernzone. Und es kann sehr wohl sein, dass solche asiatischen Einflüsse sogar bis in den Apenninbau hineinreichen und dessen Strukturen noch zu beeinflussen vermögen. Als Ganzes aber vermag hier doch überall und immer noch der afrikanische Schub gegenüber dem asiatischen das Feld zu behaupten, wie die spätere Geschichte der Karpathenschleife, der von Osten gegen Westen deutlich zunehmende Nordschub im Balkan und in dessen Hintergrund das Bild der ägäischen Inselwelt mit seinen gewaltigen Scharungen und der – gemäss der Rolle der levantinischen Erdbeben – auch heute noch weiter sich vollziehenden Akzentuierung seiner Leitlinien durch eigentliche afrikanische Unterschiebungsstösse in grosser Schärfe zeigt. Der ostmediterrane Sektor Europas endlich steht, und zwar von der Dobrudscha über die Krim und den Kaukasus bis hinab in den Taurus und nach Zypern, schon weitgehend unter dem primären Einfluss asiatischer Schübe vom russisch-pontischen Block gegen Süden, auf die syrisch-arabische Tafel als auf eine bereits durch ihre Bruchumgrenzungen im Roten Meer und an der arabischen Südküste in ihrer „gondwanischen“ Stosskraft beträchtlich geschwächte afrikanische Aussenposition. Daneben aber zeigt sich im Gesamtbild der alpinen Ketten auch dieses ost-mediterranen Abschnittes doch abermals in voller Deutlichkeit, dass der afrikanisch-arabische Block selbst hier, und zwar wie in den Karpathen oder im Balkan in einer jüngeren Phase besonders, nochmals zu scharfer Gegenattacke geschritten und nordwärts noch einmal in grosser Schärfe in dieses ost-mediterrane, pontisch-kleinasiatisch-armenisch-kaukasische Kettensystem und gegen dessen nunmehr passiver gewordenes, weil unterdessen mehr ostwärts abgedrehtes russisch/westasiatisches Rückland vorgedrungen ist. Auf solche kräftigen afrikanischen Komponenten weisen in diesem Sektor unter anderem hin: die Auf-schiebung der Grünschiefer-Scholle in der südlichen Dobrudscha-Platte gegen Norden, auf das ältere Faltenland der Nord-Dobrudscha, der Nordschub der pontischen Ketten Anatoliens und der nordschauende Bogen der Krim, der Vorstoss der armenischen Elemente gegen den Kaukasus im Raume von Tiflis, dazu die armenische Scharung der alpinen Ketten überhaupt, samt jener im Raume von Erzerum, des weiteren die auch nach der neueren Forschung im Kaukasus doch, und vielleicht nicht nur in ganz geringem Masse sich abzeichnenden Nordbewegungen am russischen Abfall der Kette, von welchem seinerzeit ALBERT HEIM, ERNEST FAVRE und C. SCHMIDT eine nördliche Überkipfung resp. Aufschiebung der kristallinen Zentralmasse über die nördliche Sedimentzone gemeldet haben; im Süden weisen auf diese afrikanischen Komponenten die nordwärts gerichtete Schleppung des syrischen Bogens längs dem Jordangraben, und vor allem auch das Vordrücken des Taurus-Systems durch die lydisch-karische Masse in das Scharungsgebiet mit den inneren pontischen Ketten im Süden des Marmarameeres, samt den neuerdings von BLUMENTHAL gemeldeten vielfach so auffallenden und scharfen nordgerichteten Gegenbewegungen besonders im südlichen Abschnitt der Taurusketten, ferner die scharfe Kettung der südlichen Helleniden zwischen Kreta, Rhodos und Zypern im Raume des Golfes von Adalia, die nordgerichteten Überschiebungen auf Rhodos und Cypern, der Vorstoss der erythrä-

ischen Brüche in die ägäische Bruch- und Erdbebenzone, die, wie mir scheint, höchst evidente Transversalverschiebung an der ägäischen Bruchzone, mit dem Vorprellen des türkischen Sektors gegenüber dem kretischen, und anderes mehr. Ob übrigens nicht umgekehrt der kleinasiatische Sektor gegenüber dem griechischen zurückgeblieben ist und nicht vielmehr die inneren Helleniden als eigentliche Fortsetzung der Tauridenzüge an mächtiger Blattverschiebung nordwärts vorgeschleppt worden sind, dürfte weiterer Untersuchung in der ägäischen Inselwelt bedürfen.

So weist heute das Bild der alpinen Leitlinien Europas eine weit komplexere Gliederung und Gesamtschau auf als noch vor wenigen Jahren angenommen werden konnte. Wohl bleibt das Grundbild naturgemäss im Prinzip weitgehend dasselbe, indem auch heute noch die grosse Faltenschlinge zwischen Gibraltar, den Alpen, den Karpathen und dem Bosporus, wenn auch vielleicht nicht mehr überall voll zusammenhängend, an sich weiter zu Recht besteht und auch die Aufgliederung in west-, zentral- und ost-mediterrane Zonen ganz selbstverständlich als solche existiert. Aber während einst als *Ursprungsraum* aller dieser mediterranen Ketten, zum mindesten bis in den dinarischen Abschnitt des westlichen Balkans hinein, zur Hauptsache *nur eine einzige grosse*, wenn auch in sich naturgemäss weiter gegliederte *Geosynklinale* mit ihren beidseitigen *Randgebieten* angenommen wurde – deren Hauptachse *nur von der Balkan-Halbinsel an ostwärts* sich mehr *gegen Süden hin verlagert* hätte – und beidseits dieser alpinen Haupttiefen wohl noch einige *seichtere Nebentröge*, im Raume des späteren Pyrenäen- und des Kaukasus-Systems oder im Gebiet des Apennins und der südlichen Helleniden sich abzuzeichnen schienen, gliedert sich nach der nunmehr durchgeführten neuerlichen Analyse der grosse *Gesamtraum der alpinen Geosynklinale des Mediterran-Abchnittes* in eine grosse Reihe einzelner und wichtiger *Sonderelemente* auf. So erscheint wohl heute der *betisch-balearische* Geosynklinaltrog als eine gewisse Einheit für sich, die schon primär nur in relativ losem Zusammenhange mit der im Osten Sardiniens erst gewissermassen neu wieder einsetzenden alpinen Hauptgeosynklinale, d. h. den *penninisch-ostalpinen* Trögen zwischen Korsika, Ungarn und der zentralen Balkankette stand. Vor der betisch-balearischen Geosynklinale lag als Vorlandstrog der Ursprungsraum des *Pyrenäensystems*, vor der Hauptentwicklung des penninischen Troges der Ursprungsraum der *Helvetiden* und jener des Jura-gebirges. Aber während vom Atlantik bis an die Adria heran im Süden der genannten Hauptgeosynklinalaräume *nur schwächliche Sekundärtröge und breite Schelfzonen* der Ausbildung des heutigen *Atlas-Systems* Nordafrikas zu Grunde lagen, und höchstens zwischen der Basilikata und Sizilien ein etwas tieferer Trogramm am Nordrand derselben sich einschalten mochte, so stehen wir *im Osten der Adria* klar und deutlich vor dem *Einsatz einer mehrteiligen neuen Geosynklinallzone* in den Ursprungsräumen der *Helleniden*, der *Tauriden* und der *Iraniden*. Und wo diese schliesslich, längs eines erythräischen Grabens, auch noch in die eigentlichen engeren Dinariden sich fortsetzende *südliche* grosse Geosynklinallreihe *einsetzt*, da *verliert* gleichzeitig die *nördliche* Geosynklinallzone der Alpen gegen Osten immer mehr an Tiefengliederung und Ausdehnung und *strahlt wohl auch weiter ostwärts auseinander*. Es ist dabei durchaus denkbar, dass z. B. die Hallstätterfazies des nordalpinen Troges sich schon im Raume der späteren Karpathen in verschiedene Sonderbezirke aufgespalten hat, von denen der eine nach Süden in der Richtung auf den Biharknoten, der andere über Spuren in den Ostkarpathen schliesslich in die Dobrudscha sich fortsetzen konnte, und auf durchaus ähnliche Verbindungen deutet abermals das Auftreten der ostalpinen Hierlatzfazies in der Krimkette hin.

Mit dieser *Ablösung* des nördlichen, betisch/balearisch-alpin/karpathischen Geosynklinaltroges durch den im Osten der Adria neu einsetzenden südlicheren Trograum der späteren Helleniden und Tauriden, und mit der seit langem angenommenen und hinlänglich bekannten Einschaltung einer grösseren Zahl starrer Massen im Raume der späteren *Zwischengebirge* ist aber die Gliederung der alpinen Bildungsräume noch keineswegs erschöpft. Einesteils ziehen von Osten her die südlichen *Randtröge des russischen Blockes* vom Kaukasus durch den pontischen Raum und die Dobrudscha bis in die östlichen und südlichen Karpathen und hinauf in die saxonischen Gebiete Deutschlands, und treten im Raume der späteren Karpathen in nähere Beziehungen zu den westeuropäischen Absatzräumen der alpinen Ketten; andererseits tun im Westen dasselbe die Ausläufer des Pyrenäentrogos im Raume der *Provence* und der *Alpes-Maritimes*. Und endlich schalten sich, besonders klar erkennbar beidseits der späteren *Adria*, im *damals afrikanischen Hinterland des penninischen Zentraltroges der Alpen*, besonders vom oberen Jura an tiefe Trogrinnen ein, die, gemäss ihrer ausgezeichneten *erythräischen Richtung* und ihren *quer* auf den penninischen Trog zulaufenden Achsen, in ihrer ganzen Anlage und nach ihrer durch die Faziesfolgen klar dokumentierten Bildungsgeschichte als eigentliche *alt-afrikanische Grabentiefen* aufgefasst werden müssen: das sind der *Liguridentrog* im Westen der *Adria*, der *bosnische Trog* und die *Vardarzone* mit ihren Ausstrahlungen im Osten derselben. Aber während der Liguridentrog im Süden auf keine wesentliche, mediterran streichende Geosynklinalrinne mehr stiess und daher relativ rasch erlischt, und so im Grunde genommen nur ein lokales Phänomen der italienischen Halbinsel darstellt, mündet das System der bosnischen und der Vardargräben südwärts in die grosse ostmediterrane und später asiatische *Hauptgeosynklinale des Helleniden- und Tauridensystems*. Schief südöstlich des Liguridengrabens schaltet, im allgemeinen etwas später, ein *Molise-graben* sich ein, mit schwachen Andeutungen einer südlichen Fortsetzung in einen schmalen südmediterranen Geosynklinaltrog, der aber nur aus *Kalabrien* und Nord-Sizilien etwas deutlicher bekannt ist; östlich der pannonischen Scholle entsteht eine ähnlich verlaufende Grabenzone im Raume der späteren *Ostkarpathen*, die vor allem zur Ablenkung des *nordkarpathischen Flyschtroges* führt. Westlich der Liguriden-Rinne mag der korsische Trog wohl noch zum selben prinzipiell gleichfalls noch erythräischen System gehören, und auf durchaus ähnliche, primär sicher und ganz direkt mit dem erythräischen System des Adria-Raumes engverknüpfte, aber erst während und nach der alpinen Gebirgsbildung herausgebildete jüngere Gräben geht unter anderem endlich auch die Entstehung der heutigen Po-Ebene als eigentlicher „*Po-Graben*“ und die interne Gliederung des *pannonischen Beckens* samt dessen grossartigem Vulkanismus zurück, daneben auch die Ausgestaltung des ungarischen Fluss-Systems in den Nord/Süd-Abschnitten der Theiss und der Donau und anderes mehr.

Auf diese Weise schält sich, ganz abgesehen von den sekundären, uns schon längst bekannten internen Deformationen der alpinen Hauptgeosynklinale, ein in seiner Komplexheit überaus *buntes und kurzweiliges Bild der alpinen Gesamt-Absatzräume zwischen dem europäischen und dem afrikanischen Randschelf* heraus. Ein ganzes Netz von Trögen durchzieht in mannigfaltigster Gestaltung den alten Tethysraum, bald in Form *tiefer Rinnen*, bald nur in Form *seichter Wannen*, mit mannigfachen *axialen Schwankungen*, mit gegenseitigen *Ablösungen*, im Osten in mannigfachem *Wechselspiel mit den aus dem Raume Asiens heranziehenden Elementen*, und endlich ist dieser ganze alte Tethysraum im Streichen *uralter Anlagen der afrikanischen Brüche* auch weithin von tiefen, bald längeren, bald kürzeren eigentlichen *Grabenrinnen* quer durchsetzt. *Diese Grabenrinnen erythräischer, quer*

zum alpinen Gesamt/Meer der alten Tethys verlaufender Richtung sind es gewesen, die das spätere Faltenbild des alpinen Europa in seinem zentral-mediterranen Sektor so weitgehend kompliziert und entscheidend beeinflusst haben, im System der bisher immer so rätselhaft aberrant erschienenen Ketten des Apennins, der Dinariden und der nördlichen Helleniden. Zwischen diesen alten Grabentiefen aber liegt, als jüngstes Element, der erst um geringe Beträge eingesunkene Graben der Adria, der, wie die Reste seiner älteren Nachbarn, *quer auf den alpinen Gebirgswall hinläuft, vor demselben endet* und, westwärts in die Po-Senke abgeknickt, regelrecht zersplittert.

Ein klares nördliches Ende findet vor allem deutlich der *bosnische Grundtrog* des späteren Dinaridensystems im Raume von Karlstadt und Agram. Damit aber klingen auch die *wirklichen Dinariden* selber, als *genetisch überhaupt mit der bosnischen Grabenzone verknüpfte eigene Gebirgseinheit*, nordwärts langsam aus und enden vor dem östlichen Alpenwall. Wohl stehen dabei die nördlichsten Faziesräume der dinarischen Zone in tektonisch ununterbrochenem und daher auch unlösbarem Zusammenhang mit den Faziesbezirken der östlichen Südalpen, indem eben ein relativ recht einheitlicher Schelf primär diese Zonen miteinander verbunden hat, und endet das dinarische Kettenstreichen nicht einfach automatisch schon überall mit dem nördlichen Ausheben des bosnischen Haupt-Grabentrog, sondern setzt sich noch, vor allem westlich der norddinarischen Ophiolithzone, *bis in den Karst, das Isonzo-Gebiet, Ost-Friaul und die Savezüge* beidseits des Beckens von Laibach fort, und sucht sich umgekehrt auch der Bau der östlichen Südalpen diesem ausklingenden Dinaridenstreichen noch weitgehend anzupassen, durch Einschwenken seiner Strukturelemente, der südlichen besonders, in die dinarische Richtung; vom Krainerbecken und der Carnia bis hinab in den Karst, Triest und Istrien. Aber letzten Endes dringt das nördlich der Linie Karlstadt-Agram mehr und mehr *erlöschende dinarische Kettensystem* in keiner Weise mehr als solches wirklich in den Bau der eigentlichen Südalpen ein, sondern tritt mit seinen nördlichen Ausläufern *nur mehr in komplizierte Interferenz zu den alpinen Strukturen*. Stellenweise kommt es dabei zu blossen *Faltenvergitterungen* wie im Falle der grossen Antiklinale von Littai im Osten des Laibacherbeckens, an anderen Orten aber zu eigentlichen *Unterschiebungsphänomenen* des nach dem Verschwinden des für die dinarische Faltung entscheidenden bosnischen Troges mehr und mehr nur noch aus breiten steifen Schollen bestehenden norddinarischen Bezirkes, verbunden mit jähren Knickungen der Ketten und axialen Ineinanderschachtelungen der Einzelschollen, so vor allem zwischen Laibach, Triest und dem Isonzogebiet, etwa im merkwürdigen Querbau des Birnbaumer- und Ternowaner Waldes. *Als eigenes geschlossenes Gebirge aber*, d. h. als wirkliche tektonische Einheit, *treten die Dinariden nicht mehr weiter in den Südalpenbau ein* als bis zum Tagliamento-Durchbruch und ist damit der seit langem vertretenen Auffassung WINKLERS in rein grosstektonischer Beziehung heute recht zu geben.

Norddinarische Faziesräume hängen wohl mit solchen der östlichen Südalpen untrennbar zusammen, und norddinarische Bau-Elemente schmiegen dem östlichen Südalpenbau sich weitgehend an, genau wie auch dieser selber, schon von der Carnia an, eine deutliche Anpassung an das östlich der Adria einsetzende dinarische Streichen zu bewerkstelligen sucht, bis hinab in das Uskoken-Gebirge und nach Agram; aber *das als Produkt des alten bosnisch/adriatischen Grabensystems in erythraischen Bahnen erstandene eigentliche dinarische Kettengebirge endet mit dem Ausklingen seiner genetischen Voraussetzungen*, und *die eigentlichen Dinariden treten daher nicht mehr in die Südalpen und damit den Alpenbau ein*. Die südalpine Zone ist ein Glied der alten afrikanisch-pannonischen Rücklandscholle, die dinarische ein anderes, primär weit südlicher gelegenes und auf einem weit

östlicher gelegenen Streifen installiertes derselben Grosseinheit, und *der Begriff der Dinariden ist aus diesem Grunde heute weit enger zu fassen als wir seit Jahrzehnten anzunehmen gewohnt waren. Die Dinariden sind genetisch mit dem bosnisch-adriatischen Graben des erythräischen Bruchsystems verknüpft, und wo dieser Graben im Streichen aushebt, sich verengt oder nordwärts sich verliert und aufsplittert, da enden auch die Effekte seiner Zusammenstauung und die von ihm ausgehenden, auch Nachbargebiete gewissermassen zur Faltung einladenden Impulse, d. h. da enden eben auch die auf diese Dinge ganz direkt zurückgehenden Ketten der wirklichen Dinariden. Die dinarische Zone als solche kann damit auch niemals etwa über die südlichen Alpen hinaus noch die Apenninen-Halbinsel erreichen, und sämtliche bisher angenommenen sog. „westlichen Ausläufer“ eines eigenen „Dinaridenstammes“, vom Apennin bis hinüber in den Hohen Atlas und das marokkanische Rif, sind damit als solche hinfällig geworden und existieren im ganzen Westabschnitt der mediterranen Gebirgszone als wirkliche dinaride Glieder überhaupt nicht. Die Rolle eines eigenen und durchgehenden sog. „Dinaridenstammes“ des mediterranen Orogens ist damit im ganzen Westen höchst zweifelhaft geworden, samt der auf diesen Annahmen ruhenden Auffassung von der durchgehenden Zweistämmigkeit des alpinen Orogens, und die wirklichen Aufgliederungen liegen durchaus anderswo. Die Dinariden sind das rein lokal, nur durch das Dazwischentreten des erythräischen Bruchsystems bedingte und dank demselben noch bis an die Südalpen heran verlängerte und in erythräische Richtung abgebogene Westende der asiatischen Randbogen, die in diesem Gebiete, vor dem Auftauchen der Südalpen enden; sie liegen am Beginn der westasiatischen Vorstösse gegen Afrika hin und zeigen in ihrem Bau noch deren fernen Reflexe; aber eine weitere Fortsetzung gegen Westen hin finden sie als tektonisches System nicht mehr, weil dort einmal die Voraussetzungen für ein solches fehlen, indem der dinarische Grund-Faziesbezirk eben auf den Osten der Adria durchaus beschränkt bleibt, lokalisiert im bosnisch-dinarischen Graben, und andererseits in Europa nun die afrikanische Schubkomponente voll und ganz die Struktur der Gebirge regiert. Die Dinariden sind effektiv, wie EDUARD SUESS dies in seinem grossen Geiste gesehen hat, das Ende der asiatisch bedingten Kettenzüge, die auf dem Boden Europas, und zwar schon von Armenien an, mehr und mehr von den generell nordbewegten Ketten der wirklichen Alpen abgelöst werden, die von der Masse Afrikas auf das europäische Vorland hin gestossen worden sind. Die Südalpen aber sind, im Gegensatz zur späteren, nicht aber zur ersten SUESSschen Auffassung, heute nicht mehr als ein weiteres Glied und eine westliche Fortsetzung der Dinariden zu betrachten.*

Gerade diese Erkenntnisse aber gestalten das Bild der alpinen Leitlinien unseres Kontinentes in seiner ganzen heutigen Mannigfaltigkeit durchaus natürlich; zwar wohl komplexer, aber auch mechanisch weit verständlicher, wir werden auf dasselbe jedoch erneut zurückzukommen haben.

* * *

Neben den alpinen Leitlinien Europas erscheint nun aber auch *die Entstehung der für das nähere Verständnis dieser Leitlinien grundlegend erscheinenden Objekte des „afrikanischen Vorgebirges“ und der demselben so weitgehend und auffallend konformen „mitteleuropäischen Bucht“ in abermals neuem Lichte. Denn einzelne die afrikanische Vorgebirgsscholle heute weiter aufsplittende Bruchsysteme sind des bestimmtesten schon herzynischen Ursprungs und als solche auch mit herzynischen Vulkanbauten gekrönt, wie auf europäischem Boden ganz besonders klar die Verbindung der jonischen Bruchzone und des Molisetrogos mit*

dem mächtigen *Porphyrvulkanismus von Recoaro und Bozen* vor allem zeigt. Und so ist es nur natürlich, wenn wir die auffälligen *Kongruenzen* zwischen den seitlichen Rändern der „mitteleuropäischen Bucht“ und denen des „afrikanischen Vorgebirges“ auf eine ganz direkte *Herauslösung des afrikanischen Vorgebirges aus der mitteleuropäischen Bucht* längs *gleichlaufenden alten Bruchsystemen erythräischer Richtung und Provenienz* zurückführen. Aus einem primär ganz einfachen System von *streichenden Längsgräben*, die den alten herzynischen Ketten Europas konform verliefen, und „erythräischen“ *Quergräben* ist die ganze, *schon primär so merkwürdig „verbogen“* *gewesene alpine Geosynklinale* dieser Region entstanden. Diese Niederbrüche zu Gräben erfolgten unter mächtigen *Zerrungen*, in deren Bereich das Magma zum Teil spontan längs den Bruchzonen bis an die Oberfläche, zum „Quarzporphyrvulkanismus“ der Permzeit oder später zu den basischen Ausbrüchen der Trias, zum Teil nur langsam, zu den spätherzynischen, meist obercarbonischen Intrusionen der jungpaläozoischen Tiefengesteins-Massive in die Höhe stieg, die Kruste damit im Zusammenhang durch fortgesetzte Aufschmelzung weiter reduzierte und so immer kräftiger zum Sinken und damit in den eigentlichen Geosynkinalzustand brachte. Das afrikanische Vorgebirge ist auf solche Art nicht einfach als ein zufälliger, an sich fast sinnloser Zapfen, gewissermassen als eine Art Kropf, als merkwürdiger Auswuchs der afrikanischen Nordfront in die Zeit der alpinen Früh-Orogenese eingetreten, der nur zufällig gerade in ein entsprechendes „Loch“ der europäischen Gegen-„Küste“ sich fügte; sondern dieses „afrikanische Vorgebirge“ ist eben direkt aus dem Raum der späteren mitteleuropäischen Bucht selber, nach dem Abschluss der herzynischen Orogenese, bei Anlass der Öffnung der alpinen Tethys durch postorogene Dehnungen und eigentliche Zerrungen im Gefolge der neuerdings gegen die Pole gerichteten Schollendrift herausgebrochen worden; an seiner Front längs der mediterran verlaufenden, primär wohl als komplexe und breite Längsgrabenzone angelegten alpinen Hauptgeosynklinale, an seinen Flanken aber längs alten Bruchlinien, die im einstigen „afrikanischen“ Rückland der herzynischen Ketten Europas, durchaus im Stil der erythräischen Brüche der alpinen Zeit, entstanden waren und die daher *nicht nur* die später weiterhin eigentlich *afrikanisch gebliebene* Blockmasse des heutigen alpinen Rücklandes durchsetzten, sondern auch das bei dieser postherzynischen Absetzbewegung Afrikas *nicht mit-losgerissene*, vielmehr weiter *bei Europa verbliebene* alte *Frontelement des herzynischen Rücklandblockes*. Dasselbe aber umfasste primär noch das weite, heute *zum ganz direkten Vorland der alpinen Ketten* gewordene Gebiet Mittel- und Südeuropas, von der böhmischen Masse über Schwarzwald/Vogesen und Zentralplateau bis hinab nach Katalonien, Korsika und Sardinien. Dieses herzynische Rückland als ganzes aber war eben von queren, gewissermassen „vor-erythräischen“ Brüchen zersplittert, bis hinaus in die herzynischen Hauptketten der armorikanischen und variskischen Bogen, wie u. a. auch die scheinbare Fortsetzung der jonischen Bruchzone über die Bozener Porphyrspalten bis in jene der Pfälzermulde anzudeuten scheint. Und längs solchen alten, *primär-erythräischen Bruchsystemen* hat, neben dem Aufreissen der zur Bildung der alpinen Hauptgeosynklinale führenden *frontalen Längs-Zerrungszonen*, die *Loslösung des berühmten afrikanischen Vorgebirges* der ARGANDSchen These aus der mitteleuropäischen Bucht stattgefunden.

Dabei hat wohl das einbrechende Meer der Trias- oder vielleicht schon jenes der Oberpermzeit die bei den eben skizzierten Vorgängen entstandenen Bruchküsten bearbeitet und *unregelmässig zurückgesetzt*, sowohl an der Front wie an den Flanken des Vorgebirges als auch an den Umrissen der mitteleuropäischen Bucht; vom Zeitpunkt der *allgemeiner einsetzenden Transgression* der Triasmeere an blieben

aber, unter den Fluten der *Tethys* und ihren mesozoischen Sedimenten, die beiden Gegenobjekte weitgehend in ihrer Anlage und Form erhalten und wurden wohl nur von ihrer Unterseite her beeinflusst, d. h. im Gefolge mächtiger Krustenaufschmelzungen in ihren Randgebieten dem eigentlichen Geosynklinalraum einverleibt. Im grossen aber haben diese alten Schollen-Umrahmungen die ganze mesozoische Geosynklinalphase fast unversehrt überstanden und konnten auf solche Art bei deren Abschluss als alte Gegenspieler zur neuen Orogenese der alpinen Zeit antreten.

* * *

Die eigenartige räumliche Stellung der liguriden und bosnischen Geosynklinalräume im alpinen Gesamtbild Europas hat uns im vorstehenden, zusammen mit dem unvermittelten Einsatz tiefmeerischer Sedimente und der grossen Ophiolith-Intrusionen im jüngeren Mesozoikum jener Gebiete, zur Auffassung derselben als ursprünglich in Form von eigentlichen Gräben angelegten Objekten des erythräischen Bruchsystems geführt. Aus diesen Gräben sind zweifellos geosynklinale Tröge und aus diesen in der Folge echte Geosynklinalgebirge geworden. Wohl nicht so sehr gemäss einem übertriebenen Deckenbau als solche erkennbar, wohl aber gegenüber ihrer durchaus verschieden und weit einfacher gestalteten Umgebung deutlich als solche sich erweisend. Wenn diese Entwicklung, vom primären Graben zum Geosynklinaltrogl und zum späteren, weithin Richtungweisenden Gebirgsstrang, in den genannten Gebieten Südeuropas nun aber effektiv zutrifft, so müssen wir uns wohl logischerweise fragen, ob nicht auch die grosse Hauptgeosynklinale der alpinen Räume in den eigentlichen Alpen, oder gar die Geosynklinalbildung schlechthin, überhaupt primär mit der Bildung von eigentlichen Gräben und sogar Grabenreihen in ganz direktem genetischem Zusammenhang stehe.

Dass Geosynklinalräume in ihrer ersten Anlage durch Zerrung entstehen, wurde längst angenommen und auch unsererseits mehrfach ausgeführt. Auch auf das ruckweise Einsinken dieser Räume in der ersten Phase ihrer Bildung wurde in früheren Arbeiten schon oft hingewiesen, desgleichen auf den deutlich an Bruchsysteme gebundenen Vulkanismus der ersten Geosynklinalphasen, im permisch-triadischen Gebiet der Alpen etwa, der mit dem weit späteren, meist erst obermesozoischen Auftreten der Ophiolith-Intrusionen in den jüngeren Entwicklungsphasen der geosynklinalen Tröge zwar räumlich in keinem direkten, dafür aber wohl einem primär-magmatischen Zusammenhang steht. Die Bejahung der oben gestellten Frage, ob nicht überhaupt Bruch- und Grabensysteme das Geosynklinalstadium als solches einleiten, liegt damit auf der Hand: Geosynklinalen können aus primären Gräben hervorgehen, und umgekehrt können Grabenzonen mit der Zeit zu echten Geosynklinalen sich entwickeln. Das Wesentliche dieser Wandlungen liegt dabei wohl in folgendem:

Entscheidend für den wirklichen Geosynklinal-Charakter eines Gebietes ist die gesteigerte Mobilität der Kruste des betreffenden Erdrindenstreifens. Diese Mobilität, d. h. genauer die erhöhte Empfänglichkeit gegenüber tangentialen Impulsen, ist aber eine Funktion eingetretener Krustenreduktion durch das Mittel magmatischer Krustenaufschmelzung über grössere Areale hinweg. Eine Grabenzone kann sich durch Zerrung und damit verbundener, aber erst nach subkrustalem Abgang von Masse durch den Graben-Vulkanismus wirklich als solche ermöglichter Senkung ohne weiteres bilden, aber sie bleibt so lange noch weiter ein mechanisch starrer, wenn auch versenkter Rindenstreifen, als der Grabenboden und mit demselben auch die benachbarten Grabenränder nicht durch weitgehende subkrustale Aufschmelzungen in entscheidender Weise von der Tiefe her reduziert und damit

geschwächt, gerade dadurch aber, aus nunmehr isostatischen Gründen, automatisch auch weiter versenkt werden. Erst im Verlauf dieser regionalen und meist langanhaltenden Krustenschwächung erlangt die primäre, in vielen Fällen zunächst nur bescheidene Grabentiefe auch die für die echten Geosynklinalen charakteristischen Tiefen und vor allem jene Mobilität, die als notwendige mechanische Voraussetzung für den erst unter diesen Umständen überhaupt möglichen radikalen Zusammenschub zum enggestauten Kettengebirge zu gelten hat. Ursprüngliche Grabenzonen können so effektiv im Verlauf ihrer Geschichte zu echten Geosynklinalen werden, aber nur durch das Mittel fortgesetzter tiefmagmatischer Krustenaufschmelzung am Unterrand der gesunkenen Grabenschollen. Dass solche Aufschmelzungen ganz naturgemäss in erster Linie an tiefgehenden Bruchzonen ansetzen, da dort das Magma den leichtesten, weil am wenigsten gehemmten Aufstieg in die Kruste findet und damit in der ganzen weiteren Nachbarschaft dieser Bruchzonen erst recht eigentlich aktiv wird, ist abermals klar. Die Entstehung von Geosynklinalen auch alpinen Ausmasses aus primären Grabensystemen dürfte damit ohne weiteres gegeben sein. Das zeigt u. a. auch die Geschichte der atlantischen Tiefen.

Bei diesen Betrachtungen aber stellen sich weiter wichtige Probleme allgemeiner Natur und prinzipieller Bedeutung, die vielleicht geeignet erscheinen möchten, auch in die Anschauungen über die zeitliche Entwicklung der Magmengeschichte im subkrustalen Untergrund der Erde einige neue Gesichtspunkte als weiterer Abklärung wert zu tragen und zur Diskussion zu stellen. Was bedeutet der auffällige Wechsel von der jeweiligen sauren Endphase eines magmatischen Zyklus im synorogenen und teils auch noch spätorogenen Stadium desselben zur in der Folge über lange Zeiten praktisch wieder ausschliesslichen Förderung basischen Materials in den initialen und geosynklinalen Phasen des nachfolgenden Zyklus? In diesem Zusammenhang stellt sich weiter auch die Frage, was für Magmen besorgen überhaupt die für die Schaffung echter Geosynklinalen unumgänglich notwendige Krustenaufschmelzung? Basische oder saure?

Gegen den Schluss der herzynischen Paroxysmen intrudieren in erster Linie saure Magmen, in Form der syn- oder post-tektonischen Granite oder Granodiorite des oberen Carbons, und es ist durchaus möglich, dass bereits hier die maximale Entwicklung der magmatischen Differenziation zum sauren Pol hin erreicht worden ist. Denn bereits im untern Perm stellen die Porphyrite, Melaphyre und Diabase einen höchst respektablen Hauptanteil am postherzynisch geförderten vulkanischen Material, und in der Trias sind es praktisch, und zwar stellenweise bereits vom unteren Muschelkalk an, fast ausschliesslich basische Magmen, die die damaligen Oberflächen erreichten. Von da weg gelangen wir auf direktem Wege zum Förderstadium der ophiolithischen Magmen in der Jura- und Kreidezeit, ja bis ins Eozän hinein, um zur Zeit der tertiären Paroxysmen wiederum mit einer sauren Endphase den Schlussabschnitt des orogenen und des magmatischen Zyklus zu erreichen. Was bedeutet dies?

Die geförderten Magmen verändern sich im Ablauf des orogenen Zyklus ganz gesetzmässig vom sauren zum basischen und abermals zum sauren Pol. Die chemische Zusammensetzung der geförderten Magmen untersteht somit klar einem ausgesprochenen zyklischen Wechsel. Was aber ist die Ursache dieses grossartigen immer neu sich wiederholenden magmatischen Zyklus, dieser stets wieder sich erneuernden, und zwar stets gleichsinnig sich wieder abspielenden chemischen Vorgänge in der magmatischen Zone des subkrustalen Untergrundes? Und in was liegt das tiefere Geheimnis dieser so auffallend zyklisch ablaufenden magmatischen Geschichte?

Differenziation und Assimilation sind auf jeden Fall die Vorgänge, die den *stofflichen Bestand der Magmen*, mit deren Erstarrungsprodukten wir überhaupt in Berührung kommen, *regieren* und *regulieren*. Dieselben werden daher in erster Linie auch, gemäss den ihnen von den jeweiligen tektonischen Gegebenheiten der Kruste verschafften Möglichkeiten, den in Frage stehenden gewaltigen *Zyklus der Magmengeschichte* beherrschen.

Das generelle und allgemeine *Tiefenmagma* ist wohl ein *basisches*, gemäss schon den allgemeinen Dichteverhältnissen in der Erde. Dabei sind Variationen in der näheren Zusammensetzung von Ort zu Ort oder Areal zu Areal in keiner Weise ausgeschlossen, sondern als durchaus natürlich gegeben auch anzunehmen. In den *Geosynklinalgebieten* gelangt solches Tiefenmagma, das „*Sima*“ im Sinne von EDUARD SUSS, zur Intrusion, und *saure* Differenziate fehlen zunächst zum weitaus überwiegenden Teil. Solche sauren Differenziate kommen erst während und sogar besonders am *Schluss der Gebirgsbildung* in den bereits *zusammengeschobenen* Geosynklinalräumen, aber auch da scheinbar nur unter besonders günstigen Umständen und auch hier vor allem durch Bruchlinien erleichtert, zur Intrusion und Extrusion. In den daraufhin *neu entstehenden jüngeren Geosynklinalanlagen* wird jedoch abermals, und zwar *schon in den frühen Stadien* der Geosynklinalgeschichte, bereits wieder *basisches* Material gefördert. Wie etwa die fast ausschliesslich basischen Laven und Tuffe der Porphyrit/Melaphyrgruppe in der ladinischen Stufe der Südalpen in voller Klarheit zeigen. *Wo sind hier die sauren Differenziate des eben abgeschlossenen Zyklus geblieben, und warum gelangt so rasch erneut basisches Material* zur praktisch ausschliesslichen Förderung? Diese Widersprüche lassen wohl nur eine diskutable Lösung zu:

Die sauren Differenziate bilden sich im letzten Stadium der Geosynklinalphase, infolge erleichterter Abkühlungsvorgänge nur unter relativ dünn gewordenen geosynklinalen Krustenstreifen und gelangen bei der Gebirgsbildung oder gegen die letzten Aufwölbungsphasen derselben dann zur Intrusion in die sog. syn- und post-tektonischen Batholithen der Gebirgsgürtel. Die *sauren Differenziate eines Zyklus wären somit überhaupt auf den jeweiligen Orogengürtel beschränkt* und bildeten sich gemäss diesen Anschauungen unter den dicken Schollen der zu einem bestimmten Orogen gehörigen Vor- und Rückländer – und Zwischengebirge – überhaupt nicht aus, oder nur lokal, wo Tiefenmagma längs Bruchzonen relativ rasch bis in höhere Rindenteile, aber nicht bis durch diese hindurch, gelangen konnte. Daher auch das gewaltige *Vorherrschen der Basalte* in den *synorogenen Extrusionen der starren Schollen*. Die *Menge der sauren Differenziate* wäre damit eigentlich jeweilen so *gering* und auch so *lokal gehäuft*, dass mit der *Intrusion und der Verfestigung der post-tektonischen Stöcke* und der aus deren Vereinigung in der Tiefe entstehenden Granodiorit-Stämme sowie dem *weiteren Ablauf des orogenen Vulkanismus*, deren *Vorrat in der Tiefe bereits erschöpft* sein würde und demnach *automatisch bereits in den ersten orogenen Nachphasen* schon wieder *basisches* Material als Nachschub aus grösseren Tiefen zur Förderung käme. Oder die spätere neue Geosynklinalzone reisst überhaupt so weit vom nächstälteren geosynklinal bedingten Gebirgsgürtel auf, dass schon deswegen nur wieder basisches Tiefenmaterial aktiviert wird und in die werdende Geosynklinalzone gelangt. Beide Fälle sind hier möglich, und die Verbreitung der sauren Ergüsse eines bestimmten Zyklus in der Nachbarschaft der demselben zeitlich entsprechenden orogenetischen Zonen, sowohl im Perm nach dem herzynischen Zyklus, wie im Jungtertiär und Quartär nach dem alpinen, gäben so eine gewisse Bestätigung dieser These ab. Dass dabei dem Porphyrit-, Melaphyr- und Quarzporphyrvulkanismus des Perms schon im Ladin der rein basische Vulkanismus der Trias folgt, erscheint als gute Be-

kräftigung derselben. So weit liesse sich alles wohl vertreten, wie aber steht es mit der geforderten *Krustenaufschmelzung* und *wo ist das bei derselben durch das Magma assimilierte Material* zu suchen oder hingekommen?

Die Antwort auf diese Dinge wie auch auf die letzterwähnten hat wohl in erster Linie die moderne Petrographie, allerdings in engster Zusammenarbeit mit der gesamtgeologischen Erkenntnis, zu geben, aber es scheint mir angesichts der geologischen Gegebenheiten *keine andere Möglichkeit* zu bestehen, als dass *das basische Magma der Tiefe* in erster Linie, beginnend auf den Bruchsystemen der durch Zerrung sich bildenden Grabenzonen, *die Krustenreduktion durch sukzessive Aufschmelzung bis zur Ausbildung der mobilen Geosynklinalhaut besorgt*. Denn wie könnte sonst gerade in diesen geosynklinalen Schwächezonen der Erdrinde stets nur *ophiolithisches* und nie ein wirklich *saures* Differenziat aufdringen? *Was aber geschieht mit dem aufgeschmolzenen, doch vornehmlich salischen Material der bei diesen Vorgängen aufgelösten alten Krustenareale?* Das als Abkömmling des Grundgebirgssockels der Lithosphäre doch wohl eine solche recht *saure* Zusammensetzung haben *musste*. Eine gewaltige Menge von Kieselsäure, Alkalien, Kalk und Tonerde muss im Gefolge dieser Krustenaufschmelzung mit Sicherheit *dem aufschmelzenden Tiefenmagma zugeführt* und in demselben *aufgelöst* worden sein, und *trotzdem* erscheinen dann *von diesem jungen Mischmagma her* doch nur *ophiolithische*, d. h. *immer noch basische* und sogar *ultrabasische Körper* im geosynklinalen Untergrund und den geosynklinalen Sedimenten selber. *Das die Krustenaufschmelzung vollziehende Magma muss damit ausserordentlich basisch sein*, dass auch nach erfolgter Einschmelzung grosser salischer Krustenteile immer noch nur ein *gabbro- bis gabbrodioritisches Mischmagma* zur geosynklinalen Intrusion und, selbstverständlich, abermaliger weiterer Differenziation gelangen kann. *Das Tiefenmagma, das die Krustenaufschmelzung in erster Linie besorgt, kann daher prinzipiell überhaupt nur ein peridotitisches ultrabasisches, und damit nur ein „Sima“ im wahren Sinne des Wortes sein.* Und nicht ohne tieferen Grund und nur so von ungefähr tanzt gerade das *peridotitische Magma* mit seinen durchaus einmaligen stofflichen Eigenheiten dermassen ausgefallen aus der Reihe der übrigen bekannten, viel mehr verwandtschaftlich einander verbundenen Magmenfamilien der Erde.

Dieses ultrabasische, „*primär*“-*peridotitische Tiefenmagma*¹⁾ wandelt sich nun im Laufe der Krustenaufschmelzung und damit der Geosynklinalphasen eines orogenen Zyklus – durch Aufnahme von Kieselsäure, von Tonerde, von Kalk und Alkalien, die mit Ausnahme der ersteren dem wirklich ultrabasischen Magma ja überhaupt fehlen – immer mehr zu einem *gabbroiden bis höchstens gabbrodioritischen Mischmagma*, das in der Folge dann, als nunmehriges *Stammagma der Ophiolithe*, nach den Gesetzen der Differenziation sich abermals weiter aufteilt und von dem sich, nach vollzogener ophiolithischer Sekundärdifferenziation, letzten Endes dann auch die *jüngeren, intermediären und sauren Rest-Differenziate der syn- und post-orogenen Phasen* abspalten. In den *embryonalen* Phasen der Orogenese gelangt nur basisches, relativ wenig differenziertes, *ophiolithisches Mischmagma*, und zwar in erster Linie nur längs zur speziellen Intrusion besonders einladenden *Schubflächenscharen* in die geosynklinal Kruste und deren junge Sedimentbedeckung, oder gar bis auf den Meeresgrund, und erst von da ab vollzieht sich die weitere

¹⁾ Das allerdings seinerseits ursprünglich, aber schon im astrischen Zeitalter der Erde, durch grossartige Saigerungsprozesse, im Sinne der allgemeinen Ordnung der planetaren Materie nach der Schwere, von den zur ersten Lithosphäre allmählich erstarrenden äusseren Magmenhüllen abdiffenziert worden ist, als primäre und bis zum heutigen Tage erhaltene basische Unterschicht derselben.

klassische Ausdifferenziation des nach dem Abgang der Ophiolithe verbliebenen primär-ophiolithischen Misch- und nunmehrigen Restmagmas. In einem relativ *nur kurzen Zeitintervall*, zwischen der Intrusion der Ophiolithe und jener der granodioritischen Gesteine der pazifischen Sippe. Diese *knappe Zeit zur Abspaltung einer ausgedehnten sauren Fraktion ist es wohl*, welche unter diesen Umständen nur eine relativ *geringe Menge solcher saurer Restmagmen* entstehen liess, gerade genug, um damit die syn- und post-tektonischen Intrusionen und einen Teil der gleichaltrigen Extrusionen zu speisen¹⁾.

Anders ist es wohl in den seit langem zu dicken und gegenüber den orogenetischen Ereignissen weitgehend *stabil bleibenden Schollen* erstarrten Grossarealen der alten irdischen *Kontinentalmassen*. Da geht die Magmengeschichte wohl wesentlich andere Wege und entwickelt sich gewiss auch *weit langsamer und kontinuierlicher* als in den grossen Störungszonen der zwischen den starren Schollen immer weiter aufreissenden Geosynklinalen als den Grundanlagen späterer Gebirgsgürtel der Erde. Da können *saure Differenziate* sich gewissermassen *in aller Ruhe und in grossem Ausmass* bilden, weil hier das basische Tiefenmagma nur äusserst *langsam*, infolge der Mächtigkeit der Rinde in diesen starren Schollen, und in erster Linie wohl auf alten Bruchnetzen in die Höhe steigt, aber *infolge Ausbleibens eigentlicher Rindenzerrungen* eben nicht zu *allgemeiner Krustenaufschmelzung* angeregt und damit auch nicht zu *überstürzten chemischen Veränderungen* verführt wird. *Assimilation findet allerdings auch hier des bestimmtesten statt und wird von den stets wachen Differenziationsvorgängen begleitet*; aber alles geht hier eben gewissermassen einen *normaleren und langsam kontinuierlichen Gang*. In den ausgesprochenen *Zerrungszonen der werdenden Geosynklinalräume* aber dringt Tiefenmagma, gewissermassen unvermittelt aktiviert, relativ *rasch* vorwärts, die *Krustenaufschmelzung* nimmt infolge der *tektonischen Verlockung* und der durch dieselbe gesteigerten *magmatischen Aktivität* *grosse Ausmasse an* und das *Tempo der magmatischen Entwicklungen* wird dabei ein ausserordentlich *stürmisches*. Damit scheidet sich der *geosynklinale* und später *orogene Magmatismus* in fundamentaler Weise von den langsameren und gewissermassen *temperierten* magmatischen Vorgängen in der Geschichte der erstarrten *alten Schollen*¹⁾.

Für die *Geosynklinalen* und die späteren *Gebirgzzonen der Erde* aber dürfte der oben geschilderte Ablauf wohl in beträchtlichem Masse zutreffen, für *jeden orogenen Zyklus*, und damit für die magmatische Geschichte jener Gebiete, in denen wir dieselbe anhand der Differenziations- und Intrusionsabfolge am ausgiebigsten studieren können. *Assimilation* schafft dort aus dem „*primären*“ *ultrabasischen Magma der Tiefe*, d. h. dem eigentlichen *Sima*, im *Gefolge der geosynklinalen Krustenaufschmelzungen* zunächst ein schliesslich *recht homogenes Mischmagma*, das dann durch *gewöhnliche magmatische Differenziation* sich weiter *aufspaltet* in die ungeheure chemische Mannigfaltigkeit der vielen Teilmagmen, deren Erstarrungsprodukte wir aus allen Gebirgsgürteln der Erde, den alten und den jungen, kennen; zunächst in die schon vielfältigen, im ganzen aber immer noch *basischen* und abermals *ultrabasischen Differenziate* der *geosynklinalen Ophiolithe* und schliesslich in die *sauren Fraktionen*, die dann während der *orogenen Paroxysmen* zur weiteren Intrusion in die fast fertigen Gebirgsstrukturen gelangen und dort zu den *syn-*

¹⁾ Vielleicht sind aber auch grossartige Kernreaktionen im Gefolge regional – durch Temperatur- und Druckabfall in der der Abkühlung und dem tektonischen Geschehen besonders ausgesetzten Kruste – ausgelöster Atomaufspaltung für die Entstehung ausgedehnter isolierter saurer Magmenherde im Bereich der Lithosphäre in weit höherem Masse bestimmend geworden, als wir dies heute noch zu übersehen vermögen.

und postorogenen Granodioritkörpern erstarren oder im spätorogenen Vulkanismus weitgehend ausbrechen. Wobei abermals, besonders bei den Vorgängen, die zur *Intrusion* der grossen Granodiorit-Batholithen, die in der Tiefe wohl weitgehend sich zu den eigentlichen Granodiorit-Stämmen vereinen, *ausgedehnte Einschmelz- und Assimilationsphänomene* eine ausschlaggebende, zunächst raumschaffende, aber auch den *Chemismus der entstandenen Teilmagmen* weiter und *vielleicht sogar* beträchtlich beeinflussende Rolle spielen können, oder wo durch grossartige Injektionsvorgänge der tiefere Untergrund in grossem Ausmass weitgehend verändert und schliesslich magmatisiert, und erst in einer folgenden Abkühlungsphase „granitisiert“ wird.

Die Idee des peridotitischen Tiefen- und Grundmagmas aber ist an sich nicht neu; sie ist in den letzten 15 Jahren gegenüber der These vom nur rein-basaltischen Tiefenmagma von namhaften Petrographen immer wieder vertreten und u. a. auch von NIGGLI und BURRI als durchaus diskutabel betrachtet worden. Sie ist aber bestimmt, wie überhaupt die ganze Magmengeschichte, noch weiter zu überprüfen, anhand des geförderten Magmenmaterials, anhand aber auch der tektonischen Geschichte der Erde und ihrer unerlässlichen Grundlagen.

* * *

Kehren wir nach diesem Exkurs in die subkrustale Tiefe nun aber wieder zurück zur *Geosynklinalbildung aus primären Grabenzonen* und überprüfen wir diese Auffassung noch kurz am *Beispiel der alpinen Geosynklinale*:

Da zeigt sich, dass nicht nur eine ganze Reihe von Besonderheiten in den Faziesräumen der Alpen sich mit der eben geäusserten Anschauung in zwangloser Weise verstehen lassen, sondern dass diese Vorstellung einer solchen Entstehungsweise alpiner Tröge aus *älteren Gräben* uns sogar über manches bisher schwerverständliche *Dilemma* der alpinen Geologie hinweghelfen könnte, und eine Unmenge stratigraphischer Verwandtschaften, aber auch brüsker Diskrepanzen im Bau der Alpen, in durchaus neues und unerwartet klares Licht zu stellen geeignet wäre.

Zunächst ist natürlich als Grundlage des alpinen Gesamttröges im heutigen Raume der Alpen ein *Längsgraben* anzunehmen, der, in ähnlicher Weise wie heute das nordalpine Molassebecken in Bezug auf die Alpen, oder noch besser wie etwa der Pfälzergraben am Südrand des rheinischen Schiefergebirges, weitgehend konform, wenn auch durchaus nicht immer parallel, dem herzynischen Kettenstreichen des mitteleuropäischen Sektors verlaufen wäre. Dass solche Längsgräben in weitem Umkreis tatsächlich als durchaus bekannte Objekte auf der Erde existieren, brauche ich wohl hier nicht weiter hervorzuheben; hingegen scheint mir für die einstige *Existenz* eines solchen *Längsgrabensystems* im *alpinen Haupttrog Europas* ein kurzer Hinweis auf die nachfolgend aufgeführten Tatsachen von einigem Belang:

In jedem Grabensystem sind *brüske Schwankungen der Meerestiefen quer zum Grabenstreichen*, d. h. in erster Linie längs den eigentlichen Rand- und auch eventuellen Innenbrüchen zu erwarten und damit zusammen ein recht *unvermittelter Wechsel* der nunmehr sich herausbildenden neuen Sediment-Fazies von Schelfmeer- bis zu weitgehend tiefmeerischem Charakter. Aus dem alpinen Bereich kennen wir nun effektiv zwar wohl seit langem solche *brüsken Fazies-, „Übergänge“*, sie wurden aber bisher meistens nur mit dem schroffen Aufstieg der Steilfronten der jünger-mesozoischen Geantiklinalschwellen aus den denselben vorgelagerten jeweiligen Vortiefen in Zusammenhang gebracht. In Tat und Wahrheit liegen aber hier die Dinge weit komplexer, auch wenn wir in deren systematischer Erkenntnis, quer durch die Wirrnisse der alpinen Tektonik hindurch, erst an einem Anfang stehen.

Zunächst ist möglich, dass, wie ich teilweise bereits 1918 vermutete, schon die *permischen* Sedimente der alpinen Zone in gewissen grabenartigen Vertiefungen ganz besonders sich häuften, wo, durchaus vergleichbar den heutigen zentral-asiatischen Grabengebieten, in erster Linie nur *kontinentaler Schutt* zum Absatz kam: helvetischer Verrucano im Norden, südalpinen im Süden; dazwischen, bis auf die Briançonnaiszone und den ostalpinen Bereich, nur äusserst spärliche Verbreitung oder überhaupt völliges Fehlen des Perms. In der *Trias* fällt zum mindesten in zwei Zonen ein *auffallend brüsker Sprung*, in Fazies und Mächtigkeit, auf: helvetische und nordpenninische Zone erscheinen mit ihren durchaus nur geringen Triasmächtigkeiten als ausgeprägtes gemeinsames Hochgebiet gegenüber dem südgermanisch-schwäbischen Trograum im Norden, der Briançonnaiszone im Süden. Und jenseits dieses effektiv nordalpinen Hochgebietes erkennen wir im alpinen Querprofil noch mehrmals durchaus analoge, nur über ganz kurze Räume sich vollziehende Fazieswechsel, so zwischen einem südenninischen Hochgebiet und dem recht unvermittelten Einsatz der ostalpinen Trias mit ihren gegen oben direkt sprungweise mächtiger werdenden Unterstufen, vom Nordrand der Grisoniden bis in die Bernina-Decke hinein. Die Beispiele liessen sich leicht vermehren, aus dem Mittel- und Oberostalpinen oder wieder dem südalpinen Raum, dessen ausgebreiteter Vulkanismus gerade unter diesen Gesichtspunkten hier ganz besonders stark in die Augen springt.

Der helvetische *Lias* setzt, nach den Untersuchungen R. TRÜMPYS in den Glarner Alpen, an primär nach Süden staffelartig niedersinkenden Bruchtreppen höchst unvermittelt ein: er füllt eine eigentliche, gegen Süden sich immer mehr akzentuierende Grabentiefe aus, die mit wenigen, recht geringfügigen Innentörungen unter sonst stetiger Vertiefung durch *das ganze nördliche Penninikum* bis an die nunmehr zur Hochzone gewordene Achse des zentralen Penninikums im Briançonnais-Streifen hineinreichen dürfte. Das *Briançonnais* stellt gerade zur Liaszeit gegenüber seiner Umgebung nicht mehr eine grabenartige Vertiefung wie im Perm und während der Trias dar, sondern sehr deutlich eine Art regelrechten und relativ nur schmalen *Horststreifens*, der im übrigen ganz klar als die erste Anlage des späterhin berühmten und so auffallenden Briançonnaisfächers aufgefasst werden kann. Derselbe ist erst an der Wende Trias-Jura oder sogar erst im unteren Jura ganz unvermittelt und wohl an den gleichen alten Längsbrüchen, an denen seinerzeit der Briançonnaisgraben, zum mindesten zu Beginn der Trias, schon eingesenkt worden war, unter dem Einfluss tangentialer Impulse von den unterdessen weiter niedergesunkenen Nachbargebieten her, aus seiner alten Umgebung brüsk herausgehoben worden. Als schmaler, aus dem alten Graben keilartig emporgetriebener Längshorst innerhalb des penninischen Raumes, auf dem nun das Rhät und der Hauptdolomit der Obertrias, weitgehend sogar auch die karnische Stufe, vollständig zum Abtrag gelangten und der so steil gegen die beidseitigen nunmehrigen Tiefenräume des späteren Sub-Briançonnais einerseits, des piemontesischen Schistes-lustrés-Troges andererseits abfiel, dass der im Briançonnais-Streifen nun in erster Linie abgetragene Hauptdolomitschutt in jenen Rinnen zu mächtigen Liasbreccien sich häufen konnte.

Diese sich hier abzeichnende *Horstgrabengliederung* innerhalb der alpinen Geosynklinale wird aber auch weiterhin von Bedeutung. Denn wenn wir heute die Schichtreihen des Briançonnais und jene des unterostalpinen Raumes durch tiefe Schistes lustrés- und sogar Radiolaritinnen und mächtige Ophiolithmassen getrennt sehen, oder uns andererseits der weitgehend analogen Aufgliederung der helvetischen und der Falknisserien während der Malm- und Kreidezeit erinnern, d. h. der weitgehenden Verwandtschaft von alpinen Faziesgebieten, die heute

sicher durch den ganzen penninischen Tiefenraum klar geschieden erscheinen, so sind diese *verwandtschaftlichen Beziehungen* zwischen den als solche nunmehr weit getrennten Serien wohl auf den jeweiligen *gleichartig* oder auf ähnliche Weise *sich herausbildenden Horstschollencharakter* derselben zurückzuführen, die tiefgehenden *Trennungen* derselben aber auf die zwischen diesen alten Horsten erst neu und scharf eingetieften *Grabenrinnen*. Deren gesteigerte Mobilität endlich geht auf gleichzeitig stattgehabte kräftige Krustenaufschmelzungen zurück, die weiterhin auf das engste, zunächst mit der berühmten Spezialmetamorphose der alpinen Schistes lustrés, und endlich mit den später einsetzenden Ophiolith-Intrusionen in den penninischen Trögen genetisch verbunden sind.

So kann praktisch *durchaus dieselbe* oder eine zum mindesten ganz ähnlich entwickelte *Hochschollenfazies* sowohl in der *unterostalpinen Zone* der Falknis/Sulfluh- und der Klippendecke als auch in der penninischen Axialzone des *Briançonnais* auftreten und brauchen auf solche Art, wie schon mehrfach dargelegt, die bestehenden *faziellen Beziehungen*, ja sogar paläontologisch voll begründete *faunistische Verwandtschaften* zwischen den genannten Elementen, an sich noch in keiner Weise auch auf einen *direkten tektonischen Zusammenhang* derselben, zwischen Briançonnais und Klippendecke der Préalpes etwa, zu weisen. Denn fazielle Analogien und gleichartig gegliederte stratigraphische Serien können auf *analoge Entwicklungsgeschichte in den verschiedenen Horststreifen* des alpinen Haupttroges zurückgehen, und *faunistische Beziehungen und Verwandtschaften* sind ohne weiteres immer möglich geworden *auf dem Umweg über die seitlichen Enden der trennenden Trogrinnen*, wo diese im Streichen irgendwie zwischen den alten Hochgebieten ausheben, und die wir gerade für den penninischen Haupttrog, gemäss seiner Faziesverteilung, zum allermindesten im Osten der Hohen Tauern und im Süden Korsikas, wahrscheinlich aber schon in dazwischen liegenden Gebieten, vielleicht in Bünden und Ligurien, anzunehmen haben.

Die Schistes-lustrés-Gebiete der Alpen würden so als zwar langgestreckte, aber schliesslich doch beidseits in ihrem Streichen axial aushebende, im weiteren aber wohl auch etwas asymmetrische eigentliche *penninische Längsgräben* zwischen den stehengebliebenen oder frisch herausgehobenen *Horst-Schollenstreifen* der *nordhelvetischen*, der *Briançonnais-* und der *unterostalpinen Zone* zu deuten sein, auf jeden Fall im Lias und Dogger, und mit grösster Wahrscheinlichkeit auch im Malm und stellenweise sogar in der Kreide, und es erscheint weiterhin durchaus möglich, dass diese Längsgliederung bereits in der Geosynklinalphase zu verschiedenen Zeiten auch durch *quere Bruchsysteme* recht empfindlich gestört und im einzelnen sogar beträchtlich modifiziert worden wäre. Dass *transversale Verschiebungen* beispielsweise schon recht früh die frontale ostalpine Horstzone in mehreren Staffeln ostwärts langsam immer weiter nördlich vorgeschoben hätten, wodurch ganz von selbst die auffallende *Einengung des helvetischen Raumes im Osten des Allgäu* und endlich auch das wie es scheint endgültige *Verschwinden der westalpinen Schistes-lustrés-Gräben im Osten der Tauern* genetisch verständlich würden. Könnte nicht sogar auch die in bestimmten Sektoren der Alpen immer wieder erkennbare besondere Häufung der Ophiolithe auf solche querbruch- oder auch nur flexurbedingte Zergliederung einer primär weit einheitlicheren penninischen Grabenzone grossen Stils in verschiedene Einzelsegmente hinweisen? In dem Sinne etwa, dass die grossen Ophiolithzonen der Westalpen und des Wallis, Bündens und der Glockner-Senke tiefer eingebrochenen alten Quergräben entstammen würden, die ophiolithärmeren oder gar -freien Zonen – wie etwa Ost- und West-Tauern oder Tessin – aber als sekundäre Querhorste in der penninischen Gesamtzone erschienen. Worauf dann schliesslich die auf solche Art auch quer zu ihrem Streichen

aufgegliederte penninische „Graben-Geosynklinale“ als Ganzes vom ostalpinen Block und seinen Unterelementen als der gewaltigsten Schubmasse der Alpen überfahren und weiter deformiert worden wäre. Dass eine solche primäre *Horstgrabengliederung* des alpinen Geosynklinalraumes auch wesentlich mithelfen könnte, die bekannten *grossen Faziesdifferenzen* zwischen verschiedenen tektonisch benachbarten Einheiten der heutigen Alpen mit relativ *weit geringeren Verschiebungsbeträgen* zu verstehen, dürfte als weiterer *Vorteil für die Deutung der alpinen Tektonik* im Rahmen der *regionalen Zusammenhänge* vermerkt werden. Nicht dass dadurch die grossen, wirklich im Gebirge *sichtbaren* Hauptüberschiebungen in den Alpen als solche wesentlich berührt würden, wohl aber manches kleinere Phänomen, besonders wohl in der penninischen Zone. Diese wenigen Andeutungen mögen, zusammen mit einem Hinweis auf die weiterhin möglichen mechanischen Auswirkungen auch der *weit voralpinen* und vielfach *quer* zum heutigen Gebirge laufenden altvererbten *Grundgebirgsstrukturen* auf den alpinen Bau, genügen, der weiteren Untersuchung des alpinen Haupttrogos und des alpinen Baues neue Möglichkeiten zu weisen. *Die Entstehung mobiler Geosynklinalen aus komplexen alten Grabensystemen* und *der Einfluss der alten Grundgebirgsstrukturen auf den alpinen Bau* müssen daher noch weiter und über grosse Räume genauer untersucht werden, samt den Ursachen der so wichtigen Faziesveränderungen im Streichen.

* * *

Auf jeden Fall aber haben wir gesehen, welch entscheidende und grosse Rolle, seit dem herzynischen Geschehen und bis hinein in die alpinen Paroxysmen und das heutige Bild Südeuropas, *die Aufteilung der kontinentalen Blöcke* durch *alte quere Bruchsysteme* in verschiedene *grosse Einzelschollen* gespielt hat. Auf das durchaus *eigene Spiel* solcher *Sonderschollen* können wir nun aber heute nicht nur die Entstehung der alpinen Hauptlinien zurückführen wie vorhin gezeigt, sondern in grossartigem Maßstab auch die weiteren *späten Deformationen der primären Ketten*, die heutigen, in so grossartiger Weise aneinandergeketteten Haupt-Gebirgsbogen der Westalpen und der Ostalpen, die besondere Einengung der Westalpenschnge, die zum grössten Teil gegenüber den alpinen Elementen renegante Deformation des Untergrundes der Po-Ebene, die Kettenverknickung von Genua, die Zurückschiebung des primär in entgegengesetzter Richtung, d. h. gegen den korsischen Block vorgefalteten Apennins auf die heutige Po-Ebene, d. h. das einstige Rückland dieser Kette, die Akzentuierung des umbrischen Bogens, die weitere Deformation des Abruzzenschelfes bis hinab nach Kalabrien, die „heutige Kettenbeugung“ nach Sizilien, die Bruchsysteme Kalabriens, die Vulkanspalten zwischen Ätna und liparischen Inseln, die grosse Kettung der Faltenelemente und das gewaltige Bruchsystem zwischen Tunis und Sizilien, den Sondervorstoss des Balearenbogens und endlich im Osten auch die weitere Akzentuierung oder sogar vorerst die Bildung der berühmten Karpathenschleife durch das Zusammenschweissen primär durchaus verschiedener Einzelemente.

Ein *Vorstoss Korsio-Sardiniens* in der Richtung *auf Genua hinauf* erklärt ohne weiteres sämtliche Phänomene des „genuesischen Vorstosses“ gegen Norden und Nordosten, von der ligurischen Achsenverknickung und der Verstärkung der Westalpenschnge bis zur Akzentuierung des alpinen Deckenbaues und des Alpenbaues schlechthin vor diesem Sektor. Vielleicht sogar die Vorlandreaktionen, die über die Akzentuierung der autochthonen Massivzone und die tektonische Aktivierung des Molassebeckens schliesslich zur Auffaltung des Juragebirges und zur heutigen Aufbeulung des Schwarzwaldblockes geführt haben. Natürlich ist dabei

dieser korsio-sardische Block im Prinzip von der catalanisch-iberischen Masse getrennt, als durchaus *eigenes und relativ nur schmales Schollen-Individuum* gegen Norden und Nordosten getrieben worden, wie vor allem die weit aufgerissenen Gräben Westsardiniens dies dokumentieren, aber im Grunde bildet dieser Vorstoss Korsardiniens nur einen an sich recht bescheidenen *Teil* der mächtigen und durchaus *allgemeinen Blockbewegungen*, die im westlichen Mittelmeer ein ganzes ausgedehntes *Schollenmosaik* ergriffen und dasselbe als Ganzes, vergleichbar einem System auf engem Raum zusammengetriebener und dort vielfach sich gegenseitig verklemmender *Eis-Schollen*, nach Norden gestossen haben.

So drängt, zwischen den Brüchen der sizilianischen Strasse und dem adriatischen Randbruch zwischen Tarent und Rimini, der südliche Teil der *tyrrhenischen Scholle* auch *nach* erfolgtem Zusammenschub der Westalpen und des primären Apennins noch weiterhin kräftig nach Norden, mit dem *jonischen Block* und dem „Faltenbogen“ der *Cyrenaika* im weiteren Hinterland. Der südliche Teil dieses Schollenstreifens deformiert als heute versunkene jonische Masse in jüngerer Zeit noch die *kalabrische Beugung* resp. den kalabrischen Bogen des Atlas-Systems und begründet damit eine erneute junge Heraushebung des schmalen kalabrischen Massivs samt der berühmten Hebung des kalabrischen Pliozäns. Er akzentuiert damit aber weiter auch die Bruchlinien, Quertiefen und Erdbeben-tendenzen Kalabriens und Siziliens samt dem sizilianischen und liparischen Vulkanismus und den offenbaren queren Verschiebungen längs der jungen Öffnung der Strasse von Messina. Der Nordstoss dieses Schollenriemens prägt aber, durch das Mittel des damit verbundenen resp. veranlassten gleichzeitigen weiteren Ausweichens der tyrrhenischen Blockmasse gegen Norden und Osten, auch eine abermalige *Akzentuierung des umbrischen Bogens* und der *toskanischen Beugung*, fördert die Zerreissung des alpiden Faltenstranges im sardischen Raum und, an der Ostflanke des tyrrhenischen Blockes und so quasi nebenher, den *weiteren Zusammenschub* des längs primär erythräischen Linien bereits schon vielfach zu steifen und in sich weitgehend zerbrochenen Falten gegen das Tyrrhenische Meer hin bewegten *Abruzzenschelfes* in nunmehr *gegen die Adria* ausweichende Elemente und vor allem die grossartige Herausbildung und Akzentuierung des tyrrhenischen Halbkreises in spätmiozäner oder gar noch pliozäner Zeit. Das bruske „Umschwenken“ des *Balearenbogens*, dessen wirkliche primäre Front, in gerader Fortsetzung der Guadalquivirlinie Andalusiens, gerade FALLOT neuerdings abermals nördlich um Menorca herum verlaufen lässt – wie auch von mir übrigens stets angenommen wurde – und dessen alpine Serien sich, wohl weitgehend an jungen Schleppungen zerrissen und an mächtigen Transversalverschiebungen gegeneinander verschoben, im Prinzip doch, hinter der Südspitze Sardiniens durch, mit den längs dessen Ostküste infolge von analogen Zerrungsvorgängen gleichfalls südwärts abgerissenen Elementen des korsisch-apennin-alpinen Kettenstranges verbinden müssen, zeigt weiterhin, dass auch im Hinterland dieses Balearenbogens, und zwar bis weit in die Miozänzeit hinein, noch grossartige weitere Blockbewegungen gegen Norden stattgefunden haben müssen, so dass in diesem ganzen *Nordstoss-System des westlichen Mittelmeeres* die *korsio-sardische Masse* schliesslich, eingekeilt quasi zwischen dem tyrrhenischen Block samt dem ganzen Rücklandstreifen über Sizilien bis zurück an die afrikanische Küste, und das afrikanische Hinterland des Balearenbogens, ganz *zwangsläufig* nach Norden gepresst werden musste. Da dabei aber der Vorlandwiderstand des Zentralplateaus sich hier erneut verstärkt geltend machte, gegenüber dem noch einigermaßen weiter zusammenschiebbaren und damit beweglichen alpinen Orogenabschnitt zwischen Westalpen und Apennin, kam es schliesslich zur besonderen *Ablösung* einer relativ *schmalen* aber *langgestreckten*

korso-sardischen Sonderscholle des alten alpinen Vorlandes, von dem hinter dem Zentralplateau in verschärftem Masse zurückgebremsten benachbarten Vorlandabschnitt der *westtyrrhenisch/catalonischen Masse* und jener des Fragmentes der *Maures*, in einer späteren Phase zur Auftrennung auch dieser westlichen Vorlandmasse durch die Brüche des Rhonetal- und des Limagne-Systems. Bei dieser ganzen Konstellation aber *musste* dieser korso-sardische Block ganz notgedrungenenmassen *gegen Genua und den ligurischen Apennin* vorstossen und die dort heute wahrnehmbaren und die tatsächlichen Gebirgszusammenhänge so weitgehend verschleiern den *Komplikationen zwischen Alpen und Apennin* erzeugen: von der Verengung der Westalpenschlinge und der alpin-apenninen Achsenverknickung bis zur Deformation der Po-Ebene und dem Rückstoss des primären Nordapennins gegen den padanischen Raum, des weiteren aber auch die nochmalige scharfe Akzentuierung und schliesslich ganz besondere Übersteigerung der Zusammenstöße in den Alpen.

Anlässlich dieser jungen Deformationssphase aber entstanden abermals *neue Bruchsysteme*, an denen weithin grossartige *Vulkanbauten* sich erhoben und an die erneut starke *Bebengebiete* sich knüpfen. Neben mannigfachen queren Verschuppungen im südlichen Apennin und in den Abruzzen bricht auf der allgemeinen Linie Ponza-Benevent und Ischia-Neapel-Melfi-Barletta *der gesamte Abruzzenschelf, der Molisetrog und die apulisch-garganische Horstzone quer durch*; längs einer deutlichen Querbruchzone, an der zunächst die beidseitigen Flügel im Raume von Benevent und Avellino sich *kettungsartig überschieben*, während in einer späteren Phase, wohl beim kräftigeren Niederbruch des jonischen Meeres, die südliche Scholle in der Richtung auf dieses jonische Senkungsfeld *niedersinkt, die Bruchzone aufreisst* und die *Vulkanreihe* zwischen Ponza, Rocca Monfina und Punta delle Pietre Nere, dann vor allem jene zum Teil auch heute noch aktive zwischen *Ischia, Napoli, Vesuv* und dem *Vultur* entsteht; daneben wohl auch der *Sele-Graben* im Osten von Salerno und die durch quere Abbrüche berühmte und landschaftlich so einzigartige junge *Küstengestaltung der sorrentinischen Halbinsel*, samt dem steilen Abbruch von Amalfi und der Abtrennung und malerischen Gliederung von *Capri*. In der geraden östlichen Fortsetzung der genannten, in Bezug auf den Apennin etwas schiefen Querlinie Ischia-Melfi Barletta steht weiter, und wohl abermals kaum von ungefähr, die merkwürdige *Kettung von Scutari* samt der Scharung Nordalbaniens, wo die innerdinarischen Züge wie in einen gewaltigen *Graben* vorfallen, bis an die Front der Merdita und die albanische Küstenniederung, wo aber das nachträgliche „Aufreissen“ und damit der heutige oder kaum erloschene *Vulkanismus Süditaliens* infolge grösserer Entfernung von den jonischen Tiefen *unterblieben* ist und das Absacken gegen die jonischen Tiefen erst in der jungen Öffnung des erdbebenreichen *Grabengebietes von Korinth*, quer zu den helleniden Ketten sich vollzogen hat. Bei der letzten *Zusammenstauung des umbrischen Bogens* aber kam es in dessen etruskisch-toskanischen Hinterland zu weiterem Aufreissen von vielleicht primär gleichfalls erythräisch angelegten Brüchen, die beim darauffolgenden Niedersinken der tyrrhenischen Masse, vom geröll-liefernden Hochland im Alt- und noch Jungtertiär zu den heutigen Tiefen, zum Aufklaffen kamen und so die *Eruptionsphasen der römischen Vulkanprovinz* einleiteten. Dass schliesslich die im Jungtertiär noch so grossartig dokumentierte *tyrrhenische Landmasse* schon am Schlusse des Tertiärs rasch *kesselbruchartig* niedersank in die heutigen Meerestiefen, geht wohl in erster Linie auf eine über das ganze Tertiär schon wirksam gewesene Krustenaufschmelzung durch die aus den umgebenden Kettengebirgsräumen abgewanderten tiefmagmatischen Massen zurück, wobei der tyrrhenische Vulkanismus und die Erd-

bebenstätigkeit der umliegenden Gebiete samt der weiteren Unruhe der Küstengestaltung abermals gesteigert wurden.

So zeigt sich heute im ganzen Raum Italiens und seiner Inseln, von den Alpen durch den Apennin bis hinab nach Kalabrien und Sizilien eine reiche und fast ununterbrochene Reihe von genetisch auf das engste miteinander verknüpften Tatsachen, die die *freie Eigenbeweglichkeit der starren Schollen* bei den Vorgängen der alpinen Gebirgsbildung nicht nur in geradezu grossartiger Weise illustrieren, sondern die auch entscheidend dazu beigetragen haben, unsere bisherigen Vorstellungen über das *Bild der alpinen Leitlinien Europas* weitgehend zu *modifizieren* und dasselbe *neu zu klären*. Nicht ein *einheitlich* agierender steifer afrikanischer *Generablock* hat das wunderbar verschlungene Kettenbild der zentralmediterranen Region zwischen den Balearen und der Walachei geschaffen, sondern *eine ganze Reihe von Einzelschollen* hat bei der Ausgestaltung dieses kurzweiligsten tektonischen Bildes Europas ein *entscheidendes* Wort mitgesprochen. Mit diesen mannigfachen, gegeneinander differenzierten und abgestuften *Bewegungen einzelner Sonderschollen*, und der gleichfalls gerade durch diese Apenninstudien langsam erkannten grossartigen *Mannigfaltigkeit der ursprünglichen Absatzräume* wird die *Entstehung der berühmten „Faltenschlingen“* zwischen Tunis, Sizilien, dem Apennin, den Alpen, den Karpathen und dem Balkan sowie der Verlauf der dinarischen und hellenischen Gebirge heute *weit leichter verständlich* als mit der einst, vor einem Vierteljahrhundert bloss, wohl als grossartig empfundenen, in jenem Ausmass aber sicher nicht zutreffenden Idee eines rein „plastischen Hineinflüssens“ der Gebirgselemente in Form stets weiter sich deformierender „Faltenwellen“ bis in die unwahrscheinlich engen und fernsten Winkel des Vorlandes hinein. Schon KOSSMAT und dann vor allem SIEBERG und SEIDLITZ haben auf diese Schollenauflösung und deren Auswirkungen auf das entstehende Orogen hingewiesen, weit mehr als vor vielen Jahren schon ARGAND und ich. Aber erst systematische *Weiteruntersuchung der mannigfachen Gebirgszusammenhänge* und ihrer *gegenseitigen Einwirkungen* hat, ausgehend gerade von den bisher immer noch umstrittenen *Beziehungen zwischen Alpen und Apennin*, und angeregt vor allem auch durch eine neue Analyse der Südalpen, zu einem abermals besseren Verständnis dieser wunderbaren, *die ganze Gestaltung Südeuropas beherrschenden*, in Wirklichkeit aber *weit grössere Räume tangierenden* Dinge geführt. Ein *neuer Kettenplan* der alpinen Gebirge des Mittelmeeres ist so an die Stelle der alten, so oft diskutierten Faltenschlingen getreten, ein Kettenplan *auf prinzipiell anderen Grundlagen*. Ein Kettenplan, der aber naturgemäss weiteren Ausbaues bedarf und der zur näheren Erörterung steht. Es seien daher dessen Grundzüge nochmals kurz zusammengefasst.

Der alpine Kettenplan im mediterranen Gebirgsgürtel

Die alpinen Gebirge des Mittelmeeres gliedern sich zunächst in die drei bekannten Sektoren: den westmediterranen, den zentralmediterranen und den ostmediterranen. *Jeder dieser Sektoren zeigt seine eigene Geschichte* und damit, auf derselben begründet, *auch seinen eigenen Bau*. Keiner dieser verschiedenen Abschnitte führt Einzelelemente, die sich mit Sicherheit ungestört und unmodifiziert durch den ganzen Mittelmeerraum verfolgen liessen, auch wenn einzelne Glieder verschiedener Segmente weitgehend, nach fazieller Entwicklung und innerem Bau, miteinander übereinstimmen. *Der westmediterrane Bau ist anders als der ostmediterrane*, und *beide unterscheiden sich gründlich vom grossen zentralmediterranen Haupt- und Zwischenstück*.

Der Grund für diese beträchtlichen *Differenzen* liegt einerseits in der *komplexen Gestaltung schon der primären Absatzräume* im alpinen Gesamtbecken der Tethys, andererseits in dem Umstand, dass *zwei verschiedene Großschollen* in erster Linie als aktiv stossende Rückländer oder als passiv diese Stöße empfangende oder nur schwach erwidernde Vorlandgebiete den Zusammenschub der alpinen Meeresgründe besorgten. Im Westen liegt die *tektonische Vorherrschaft* beim *afrikanischen Block*, im Osten beim *russisch-asiatischen*. Im Mittelstück vermengen sich, besonders im Osten der Adria, *die Effekte der beiden aktiven Schollen*. Korsika-Sardinien und Walachei samt Rhodope bilden in gewissem Sinne *Grenzpfeiler*, die die westlichen und die östlichen Abschnitte des mediterranen Gesamt-Kettengürtels gegen den zentralmediterranen Sektor deutlich abschliessen.

Im einzelnen ergibt sich folgendes Bild:

Den *grössten Zusammenschub* zeigt der *zentralmediterrane Frontsektor* zwischen dem korsio-sardischen Pfeiler und der Vardarlinie. Dort erreichte der eigentlich *alpine Geosynklinaltrog* seine *grösste Breite* und erfuhr auch seine *mannigfachste Gliederung*. Im westmediterranen Abschnitt ist es demgegenüber nur zur Ausbildung eines weit *schmäleren* und einfacher gebauten zentralen Haupt-Geosynklinalraumes gekommen, und vom Adria-Abschnitt nach Osten *verschiebt sich das Schwergewicht der alpinen Tröge deutlich nach Süden hin*. Die Geosynklinalrinnen des Alpengebietes *verlieren* damit auch gegen Osten an Tiefe, Gliederung und späterhin an Zusammenschub, dafür nimmt der *dinarische Trog* und mit ihm auch das *dinarisch-hellenische Gebirgssystem* in derselben Richtung an Bedeutung zu, von den Iraniden und Tauriden Kleinasiens bis hinab nach Indien.

Im algerobetischen Zwischenmassiv des *westmediterranen Abschnittes* trennt eine deutliche Schwellenzone die wohl der alpinen Schichtreihe ähnliche, aber in keinem Falle gleich entwickelte *betische Geosynklinalserie* von einem nur *schwach* ausgebildeten südlichen Trog, der in verschiedenen Kulissen im *Rif* und im *algerischen Tell*, besonders während der Kreide etwa erscheint. Im betischen Trog ging die Bewegung im allgemein mediterranen Sinn wie in den Alpen stark gegen Norden, im rifan-telliden schwach gegen Süden.

Dem algerobetischen Zwischenmassiv entspricht im *ostmediterranen Raum* im grossen recht gut die zentral-anatolische Masse, zwischen nordbewegten *Pontiden* und zur Hauptsache südbewegten *Tauriden*. Der Haupttrog lag aber hier, in deutlichem Gegensatz zum mediterranen Westen, nicht mehr im Norden, sondern *im Süden der zentralen Schwelle*, d. h. in den Tauriden, und so entsprechen die pontischen Ketten Kleinasiens nur nach ihrer Lage und Schubrichtung ungefähr dem Element der Betiden des Westens. Aber in ähnlicher Weise wie dort die betisch-balearenischen Züge um die Ecke Sardiniens in die alpinen Hauptgebirge des Zentralsektors einzulernen versuchen, tun dies die pontischen Ketten über den Balkan um den walachischen Block gegen die transsylvanischen Alpen. Sonst aber stehen den schwachen Rif-Telliden-Zügen Nordafrikas die mächtigen Geosynklinalketten des Taurus-Systems gegenüber.

Als südlichste Kettenschar schliesst, in loser Folge dem ganzen Nordrand der afrikanischen Tafel entlang, teils in geschlossenen Gebirgszügen, teils nur mehr in isolierten Fragmenten erhalten, das marokkide *Atlas-System* sich an, an der sizilianischen Strasse mächtig nordwärts vorgeschleppt und wohl auch an den dortigen Brüchen zerrissen, aber doch, wenn vielleicht auch in neuer Kulisse, wieder einsetzend auf Sizilien und in der kalabrischen Masse, und weiterhin auf Kreta, Rhodos und Zypern. An den jonischen Brüchen in grossartigem Maßstab transversal verschoben, desgleichen abermals wohl auch in der Ägäis.

Nördlich der betischen Hauptachse des westmediterranen Orogensektors erscheinen die seichtereren Tröge der *Iberiden*, des *Pyrenäensystems* vor allem, nördlich der Pontiden umschlingt und durchquert das wiederum etwas tieferen Trögen entstiegene *Kaukasus-System* das Schwarze Meer. In der *Provence* schwenken, aber erst im Raume der *Alpes-Maritimes*, und oft nur sehr widerspenstig und mit höchstkomplexen Interferenzerscheinungen, die östlichsten Pyrenäenäste in das Streichen des Westalpenbogens ein, im Osten schmiegt über die *Dobrukscha* das *Kaukasus-System* recht deutlich dem *Karpathenbogen* sich an.

Bleibt das komplexe *mittlere Hauptstück* des mediterranen Kettengürtels als weitaus grossartigster Abschnitt der europäischen Gebirge. Primär klar gegliedert in Fragmente des europäischen Vorlandes und solche der afrikanischen Rückland-scholle, die Elemente der grossen alpinen Hauptgeosynklinale und endlich westliche Ausläufer des iranisch-tauriden, im Grunde asiatisch/afrikanischen Grenz- und Randtroges, besteht heute dieser Abschnitt aus dem weit gegen Europa vorgestossenen *Frontalwall des Alpen-Karpathenzuges*, den *schief dazu* streichenden Ketten des *Apennins*, der *Dinariden* und *Helleniden*, im Westen wohl auch *Korsikas*, in Süden abgeschlossen durch die *Fortläufer des Rif-*, des *Tell- und des Atlas-Systems* auf Sizilien, Kalabrien und Kreta; das Ganze weiter aufgeteilt durch die steiferen Blöcke der ungarischen und tyrrhenischen *Zwischengebirge*.

Im *Alpen-Karpathenwall* sind, an der Front des altafrikanischen Vorgebirges, europäische Randglieder, Elemente der zentralen Geosynkinalzone und Frontabschnitte des afrikanischen Rücklandes zu einer geschlossenen Gebirgsmauer getürmt, wobei die genannte *afrikanische Front*, sich schon frühzeitig weitgehend deformierend, mit ihren nördlichen Teilen mehr und mehr *der alpinen Gesamtgeosynklinale einverleibt* erscheint und mit derselben in der Folge auch den krassen alpinen Zusammenschub miterlitt. In allgemein *mediterraner* Richtung, d. h. *quer zum generellen afrikanischen Schube stehend*, durchzieht diese gewaltige Stauungszone an der Front des afrikanischen Vorgebirges das heutige Gebiet der Alpen und der Karpathen, auf einer nur im Donaudurchbruch bei Wien kaum unterbrochenen Länge von 1500 km und mehr; aber durchaus *auffallenderweise* schon an seinen beiden *randlichen Flügeln*, d. h. im Westen im Raume der *Westalpen*, im Osten im *zentralen Karpathensegment*, in oder zum mindesten *gegen die erythräische Richtung abgebogen*. Diese ausgedehnte *Haupt-Schwächezone* des alpinen Systems der Mittelmeerländer hat als solche auch die *stärksten Zusammenschübe* erlitten und weist damit auch *den ausgeprägtesten Deckenbau* des ganzen mediterranen Gürtels auf. Nach einer nur rohen Schätzung ist in diesem Sektor der alpine Raum, etwa im Gebiet des rätischen Alpenabschnittes zwischen subalpiner Molasse und Po-Ebene, von ursprünglich wohl an die 600 km auf weniger als $\frac{1}{3}$ der ursprünglichen Breite, d. h. auf rund 200 km zusammengestossen worden, davon der zentrale penninische Raum von einst wohl 200 km auf sein heutiges tessinisches Minimum von rund 50 km.

Südlich an diese *frontale Haupt-Schwächezone* der Alpen und der Karpathen, im Grunde genommen schon südlich der *penninischen Hauptrinnen des Alpengebietes*, und in demselben die ost- und südalpine Zone des Alpen Karpathenstranges als frontale Deformationselemente schon mitumfassend, schliesst der *Hauptteil* des mächtigen und schon vielgenannten *afrikanischen Vorgebirges* sich an. Dabei wird, im Raume zwischen korsio-sardischem Pfeiler und Bihar/Rhodope etwa, *dieses gewaltige afrikanische Fragment abermals weitgehend zerfurcht*, von den verschiedenen *Gräben* erythräischer und ionischer Zugehörigkeit, d. h. den Tiefenrinnen der späteren *Liguriden*, der *Molisezone*, der *Adria*, der *Bosniden* und der *Vardarzone* samt ihren möglichen Ausstrahlungen gegen die heutigen Südkarpathen

und den Bihar hinauf. Zwischen diesen Trogfurchen breiten sich *flachgründige Schelfzonen*: die *abruzzide* samt ihrer Randwanne in den *umbrischen* Ketten, der äussere *kroatisch-albanische* Schelf und wohl auch der eigentlich *pannonische* und *slavonische* im Süden des Bacony-Gebirges und der südpannonischen Ketten. Als primär westliche Begrenzung dieses ganzen *italisch-dinarischen Grabensystems* erscheinen die *toskaniden Räume* des Nordapennins, als fremdartig eingeschalteter südlicher Abschluss die in sich abermals heterogenen Ketten *Siziliens* und *Kretas* samt der Nordfront des *kalabrischen Atlas-Systems*.

Ist aber nicht am Ende nun auch das Fragment *Korsikas* und *Elbas*, sogar samt *inneren Westalpentteilen* vielleicht, im Grunde genommen noch zu diesem gleichen System primär *erythräischer Grabenzonen* auf europäischen Boden zu rechnen? Das Problem sei damit gestellt; denn es fallen gerade in dieser Beziehung recht verschiedene Dinge doch etwas auf, die abermals eine erneute und genaue *Überprüfung in den westlichen Alpen und auf Korsika-Elba* erheischen.

Die „*Platta-Zone*“ der Alpen ist, als südpeninischer Randtrog vor der austriden Front, sehr ausgeprägt von der Matreier-Zone der Hohen Tauern über Bünden bis ins Wallis, mit maximaler Entwicklung ohne jeden Zweifel im Sektor Bündens, mit einem an sich möglichen Ausläufer in der Serie des Chenaillet am Mont Genève. An der Basis der Toskaniden als den nächsten südlichen Äquivalenten und Fortsetzungen der austriden Gesamtzone *fehlt aber in Ligurien* jede sichere Andeutung einer wirklichen Platta-Zone, ja Andeutungen oberpeninischer Elemente überhaupt, und grenzen praktisch, von bescheidenen Lamellen abgesehen, über die ganze aufgeschlossene Länge der Toskaniden-Überschiebung die *Ophiolithserien von Voltri*, die sicher nicht den hochpeninischen der Plattadecke, sondern weit eher der „*Malencozone*“ entsprechen, *direkt an die Toskaniden*.

Die *penninische Haupt-Ophiolithachse* ist als solche erkennbar von den östlichen Tauern über Bünden und Wallis bis an den Gran Paradiso heran, aber *nicht absolut sicher noch wesentlich darüber hinaus*, mit deutlichem Maximum der Trogtiefen und der Ophiolithförderung im Wallis und Val Malenco. Da nun die Kuppel des Doramaira-Massivs *nicht* im glatten Streichen des Gran Paradiso liegt, sondern gegenüber dessen Achse eher etwas östlich gestaffelt erscheint, samt der Ophiolithbrücke der Sturatäler, wäre immer noch ein *Auslaufen* der Gran Paradiso-Achse in den Mont Ambin denkbar; damit aber auch ein langsames Ausklingen der grossen, wirklich penninischen Haupt-Ophiolithzone der Alpen, vielleicht überhaupt gar als erstes Anzeichen eines allmählichen Verflachens des penninischen Haupttroges gegen Südwesten und Süden, am Innenrand des südlichen Briançonnais.

Die *Trogachse der Stura-* und der damit sicher zusammenhängenden *Voltri-Ophiolith* wäre in diesem Falle als *eine internere Ablösung* der Malenco-Zone aufzufassen, und damit primär wohl als eine gegen Süden hin leicht *abirrende innere Fiederspalle* des alpinen „*Malencograbens*“, eine Abirrung in deutlich *erythräischer* Richtung, die möglicherweise Elba erreicht, vielleicht aber auch zwischen dem Faziesraum des Finalese und jenem Carraras blind südwärts endet.

Die *Hochzone des alpinen Briançonnais* ist besonders bekannt zwischen Bünden und der Ubaye etwa, sie tritt, wenn überhaupt vorhanden, in den Tauern, sicher aber jenseits Ubaye, auch in rein tektonischer Hinsicht, sehr zurück und scheint *in den südlichen Westalpen*, etwa vom Col de Longet, besonders aber vom Maira- und Stura-Querschnitt an, deutlich *abgelöst* zu werden von einem etwas *interneren* „*Briançonnais-Element*“, das durch den Westabschnitt der ligurischen Alpen über das *Finalese* sehr wohl, wenn auch heute in scharfer Knickung, sogar gegen *Korsika* einschwenken könnte. Die höchsten tektonischen Elemente *Korsikas*, die von STEINMANN und mir seinerzeit als Frontal-Glieder eigentlich *austrider*

Einheiten aufgefasst worden sind, könnten nach den heutigen Erfahrungen und ihrem faziellen Charakter recht wohl als südliche Fortsetzungen dieses interneren „*finalen*“ Briançonnais aufgefasst werden, wodurch sich auch die Schubweiten der korsischen Decken in willkommener Weise bedeutend reduzieren liessen, da in diesem Falle deren Wurzeln samt und sonders im Raume *westlich Elba* liegen müssten. In diesem Zusammenhang sei auch darauf hingewiesen, dass die *nordkorsischen Radiolaritserien* und ganz besonders die mit denselben verbundenen grossartig polygenen und auch radiolaritführenden *Kreidebreccien von Saluvertypus* der ostalpinen Region, die in erster Linie einst auf einen weit intern gelegenen, d. h. austriden Ursprungsraum dieser Elemente schliessen liessen – neben der Verknüpfung mit Calpionellenkalken, falknisartigen Breccien und Couches rouges –, heute *auch aus dem Briançonnais der Westalpen* in weit vermehrtem Masse bekannt geworden sind, in den nun auch im Briançonnais selber festgestellten Radiolariten und den Bruchstücke derselben führenden polygenen *Brèches de la Magdeleine* derselben Grosszone.

Die penninischen *Schistes-lustrés-Gebiete Korsikas* zeichnen sich durch einen derartigen Gehalt an Ophiolithen und Radiolariten aus, dass sie zunächst wohl nur der hochpenninischen Zone der Alpen verglichen werden konnten. Da diese aber nunmehr schon in den Westalpen endet und in keinem Falle auch nur Ligurien erreicht, desgleichen auch die grosse „Malenco-Rinne“ der Alpen schon am Mont Cenis zu verarmen scheint und die etwas internere Ophiolithachse der Stura-täler und von Voltri südwärts endet oder in erster Linie auf Elba weist, so kann der korsische Penniden-Trog wohl nur als neuer Sondertrog ausserhalb der Briançonnais-Hochzonen und damit am ehesten wohl als eine *südliche Modifikation* nord- resp. *extern-penninischer Faziesräume* betrachtet werden, in denen ja unter anderem in der Gegend von Barcelonnette bereits Radiolarite und Serpentine festgestellt worden sind. Die ausgeprägte und *grossartige Innengliederung des korsischen Pennidentroges* in mannigfaltige Unterelemente weist aber deutlich darauf hin, dass sich auf jeden Fall *der Charakter der extern-penninischen Zone* von den *südlichen Alpen* gegen *Korsika* sehr *weitgehend*, wenn nicht *grundlegend* verändert hat.

Alle diese Dinge weisen nun, jedes für sich und auch in ihrer Gesamtheit betrachtet, heute wohl auf die Möglichkeit hin, dass der geosynklinale Haupttrog der penninischen Zone der Alpen vielleicht schon innerhalb der Westalpen selber sich irgendwie *verliert* und dass die *Ophiolith/Schistes-lustrés-Tröge auf Korsika und Elba* bereits Zeugen von in *erythräischer* Richtung abgesplitterten eigenen *Sondergräben* darstellen, die gemäss ihrer Richtung und Lage dem *liguriden Trog* des Apennins *konform* verlaufen und wie dieser durch *erythräische Bruchzonen bedingt* sind, aber, schon gemäss dem gesamten Gesteinsinventar, *keineswegs* mit demselben zusammenhangen und damit demselben etwa gleichgestellt werden können. Auf solche Weise könnte angenommen werden, dass *schon die westalpinen Tröge* beginnen, in die *erythräische Richtung des korsischen Streichens einzulenken*, genau wie die ostalpinen und helvetischen in den *Karpathen* dies tun, und nur die *seichten helvetischen Randtröge der Alpen*, deren mächtig entwickelten mesozoischen Schelfserien gerade Korsika, aber auch dem alpin dislozierten Ostrand Sardiniens in so auffallender Weise *fehlen*, dürften, wenn auch heute im Raume zwischen Mercantour und Nizza in grossartiger Weise *geknickt*, in die Faziesräume der Provençalischen Ketten und damit das *Pyrenäensystem* einlenken.

Eine grosse *nördliche Randkette des alpinen Systems* würde solcher Art *von den Alpen westwärts*, an einer scharfen, schon erythräisch bedingten Knickung in den südlicheren Westalpen, *durch die Provence* in die *Pyrenäen* und endlich, in einer südlichen Ablösung, auch in die *asturischen Ketten* fortsetzen, wobei die

geosynklinalen Zentralelemente des alpinen Gebietes, d. h. die penninischen Rinnen, in dieser Richtung sich verlieren, dafür aber *südwärts in erythräisch gerichteten Furchen* durch die *korsisch-elbanischen* mehr und mehr *abgelöst* und *ersetzt* würden. Diese nördliche Randkette würde gegen Osten *unter durchaus ähnlichen Verarmungserscheinungen* in die Karpathen fortsetzen und auch dort, über einen abermals *erythräisch orientierten Knick*, in die Ketten des *Kaukasus-Systems* überleiten, wobei in den Karpathen und östlich davon auch *die Hauptschubrichtung der Ketten wechselt*.

Das am Ostrand der korsisch-elbanisch-carrarischen Schistes-lustrés-Tröge als den westlichsten erythräisch orientierten Grabenzonen Europas einsetzende, weiterhin vom liguriden, Molise- und bosnischen Graben zerschnittene *primäre Rückland der Geosynklinalgebiete der Alpen* aber, d. h. *die südliche Fortsetzung der austrid-pannonischen Zone*, wird beim alpinen Zusammenschub nun eben *in der Richtung der genannten Schwächezonen weiter zusammengestaut* zu den so *aberrant* erschienenen Systemen des *Apennins* und der *Dinariden*, an beiden Flanken begleitet von den *Korsiden* im Westen, den *Ostkarpathen* im Nordosten, und in der Folge durch die geschilderten späten Bewegungen der jungtertiären Zeit *weiter deformiert* und im Ablauf des sukzessiven *Einbruches der verschiedenen Mittelmeerbecken* auch weiterhin *längs mächtigen Brüchen zerstückelt* und, besonders im Süden Italiens, *in einzelne Fragmente aufgeteilt*.

Damit löst sich im Grunde genommen der ganze Kettenplan der alpinen Gebirge Europas schon seiner *primären Anlage* auf in *generell mediterranstreichende und schief dazu verlaufende erythräische Elemente*. Die ersteren werden dabei selber vielfach noch in erythräischer Richtung geschleppt und geknickt, in den Westalpen, den Ostkarpathen, um Sardinien herum oder am Eisernen Tor, oder brutal gebrochen und transversal gegeneinander verschoben wie das Atlassystem zwischen Tunis, Sizilien, Kalabrien, Kreta, Rhodos und Zypern. Daneben aber beeinflussen steifere Massen in Form *echter Zwischengebirge* doch weiterhin den mediterranen Bau und *leiten als gewaltige Hartkörper den näheren Sonderverlauf der Ketten*, von der Rhodope und Kleinasien durch Ungarn bis hinüber in das Tyrrhenische Meer und die algerobetische Masse. Von einer durch solche Zwischengebirge durchweg bedingten „Zweistämmigkeit des Gesamtorogens“ aber, in dem Sinne, dass die Dinariden als solche westwärts zögen, durch die Südalpen und den Apennin nach Sizilien, in das Rif oder gar den Atlas hinein, davon kann heute bestimmt keine Rede mehr sein. *Die Dinariden sind der letzte in erythräische Richtung abgebogene Ausläufer*, im Grunde genommen *nur eine recht lokale Verlängerung der asiatischen Randgebirge, des Tauriden- und Iranidensystems*, und *diese Elemente enden konform dem nördlichen Ende des bosnischen Grabens schon östlich der Adria und des Tagliamento vor dem Wall der Alpen*. Apennin und Dinariden sind nicht aus einem gemeinsamen Ursprungsraume entstanden und damit miteinander zu verbinden, sondern entstiegen *gesondert zwei parallel nebeneinander geschalteten und voneinander klar getrennten Absatzbezirken*, von denen nur der westliche, *apenninische*, durch das Mittel der penninischen Absplitterungen auf Korsika, Elba und in den Apuanischen Alpen, sowie die toskaniden Räume oder noch jene der umbrischen Einheit, *in direkter weiterer Verbindung mit den Alpen* steht und somit *eine primäre Verbindung zwischen Alpen und Apennin knüpft*, der östliche aber deutlich an den südlichen Alpen und den innerpannonischen Elementen *endet*, abstösst oder über kurze Strecken abgelenkt wird. Die südlichen Apenninzüge aber stehen westwärts in loser Verbindung mit den Telliden Afrikas, als deren erythräisch abgelenkte östlichste Enden sie schliesslich aufzufassen sind.

So gestaltet sich in grossen Zügen ein neues, zwar nicht vereinfachtes, dem genetischen Verständnis aber doch weit zugänglicheres Bild der alpinen Gebirge Europas.

Denn mit dieser neuen und präziseren Aufgliederung der mediterranen Gebirgszone ergibt sich uns auch ein *Gesamt-Bewegungsbild der Alten Welt*, das in elementarer Einfachheit und Eindruckskraft ein gewaltiges, heute *über drei Kontinente und die anschliessenden Meere* weit *verstreutes Tatsachenmaterial* mit einem *Schlage verständlich* erscheinen lässt.

* * *

Dass der *mediterrane Kettengürtel* als Ganzes und die kontinentale *Zersplitterung der starren Blöcke*, samt dem dieser *Schollenzerspaltung* folgenden *jungen Vulkanismus*, auf den grossartigen *Kampf der eurasiatischen mit der gondwanischen Kontinentalmasse* zurückgeführt werden muss, ist im Prinzip schon seit langem erkannt und wurde im besonderen, nach ersten vagen Andeutungen von KOSSMAT und WEGENER, durch ARGAND und mich, im Anschluss an die neueren Ergebnisse der Alpengeologie, konkreter vertreten. Die neuere Analyse der mediterranen Gebirge zeigt aber heute auch, *wie* des näheren dieser grosse Kampf auf der langen Front zwischen Burma und Gibraltar, um auf dem klassischen und stets klassisch bleibenden Boden der Alten Welt zu bleiben, geführt worden ist. Einem alpinen *Südstoss Asiens im Osten* steht der geschlossene *Nordstoss Afrikas im europäischen Sektor* gegenüber. Afrikanischer und asiatischer Block schieben sich, wie schon im „*Bewegungsmechanismus der Erde*“ angenommen wurde, effektiv quasi *schief aneinander vorbei*: die asiatische Südbewegung klingt westwärts langsam aus, schliesslich in den saxonischen Zügen Mitteleuropas und den kaukasischen der Karpathen, oder im dinarisch-hellenisch-taurischen Bogen; der afrikanische Nordschub aber dokumentiert sich in grossartiger Weise ostwärts noch weit über die genannten Elemente hinaus und wirkt, als solcher immer wieder erkennbar, über die armenische Scharung und jene von Pamir und Ferghana bis an den Meridian des Nanschan und von Assam. *Der afrikanische Block stösst solchermassen in den verschiedenen Sektoren seiner ausgedehnten Angriffsfrent auf ganz verschieden ausfallende asiatische Gegenwehr*: auf starke und schliesslich unüberwindbare im Sektor Indiens und Zentralasiens, d. h. im Abschnitt der *auch heute noch höchsten Gebirge der Erde*, wo auch die *Erdbeben*, wie kürzlich in Assam, gewaltige Ausmasse erreichen; auf weniger ausgeprägte, aber immer noch kräftige im vorderasiatischen Abschnitt, auf kaum noch spürbare und schliesslich überhaupt erlöschende im Raume Europas. Dass bei dieser Sachlage aber *die beiden starren Blöcke*, der *nördliche* und der *südliche*, *infolge ungleicher Frontwiderstände und der nebeneinander schief vorbeizielenden Hauptbewegung der Gesamtschollen*, *schief durchschert werden mussten* und dabei, zum Teil an alten Bruchsystemen, *in grosse Einzelschollen zerfielen*, ist mechanisch durchaus natürlich. Und so trennt sich vor allem der ungezügelt gegen Europa vortreibende Block Afrikas von dem – hinter den ostwärts langsam immer stärker sich entwickelnden russischen und asiatischen Widerständen und Gegenstössen *mehr und mehr gehemmten arabischen und indischen Schollenteil* und entsteht das *gewaltige erythräische Hauptbruchgebiet in seiner heutigen Form*; vom Golf von Aden durch das Rote Meer bis in die breite ägäische Bruchzone und weit nach Ungarn und Wien hinauf, mit westlichen Scherklüften und Scherungsbrüchen von Ostafrika bis in die Adria und die südlichen Alpen. *Norwegische Rinne*, die *Brüche Schonens*, die *karpynskischen Linien Russlands* oder weit im Osten der grosse Bruch am *Jenissei* aber sind nur die naturbedingten *Korrelate dieser grossartigen Scherungszone im Nordblock Asiens*; Sche-

rungszonen, längs denen dieser Nordblock in verschiedenem Ausmass auf südlichen Gegendruck stiess und wo deshalb der kontinentale Zusammenhang genau wie in Gondwana gleichfalls in die Brüche gehen musste. Die grosse Hauptscherungszone der Alten Welt aber liegt heute da, wo asiatischer und afrikanischer Block in grösstem Ausmass schief aneinander vorbeischiebend sich vorbewegen: im erythräisch-ägäischen Bruchsystem, das damit eine fundamentale Bedeutung als schollenscheidende Grosszone ersten Ranges erhält. Östlich dieser Bruchzone liegt das heutige Asien, vom Marmara-Meer bis hinab nach Aden, und erkennen wir den vorwiegenden, wenn auch vielfach wieder in den Gegenstössen Arabiens und Indiens zurückgewiesenen Einfluss der russischen und asiatischen Massen auf den Bau der alpinen Ketten; vom Taurus-System bis hinab nach Hinterindien und auf die Sunda-Inseln. Westlich dieser grossen Bruchscar aber ist es Afrika, das, bis hinauf nach Norddeutschland, die Britischen Inseln und sogar Skandinavien, den Bau Europas prägt und die mediterranen Ketten in erster Linie nach Norden stösst. Wohl überschneiden sich auf breitem Raum beidseits dieses grossen erythräisch-ägäischen Bruchsystems afrikanische und asiatische Einflüsse noch vielfach, vom Apennin und der Adria bis nach Armenien hinein, und setzt gerade an der Nordfront der arabischen und der indischen Schollen afrikanisch-gondwanischer Gegenstoss nochmals in grossartigem Maßstab ein; im Prinzip aber scheidet diese Scherungszone erster Ordnung den Herrschaftsbereich der rein afrikanischen Schübe von jenem der asiatischen Stösse in grossartiger Trennungsfuge, über volle 50 Breitengrade hinweg, von der Südecke Arabiens bis nach Europa hinauf. Im Ablösungsbezirk der asiatischen durch die afrikanische Vorherrschaft im tektonischen Geschehen ändert der Hauptbewegungssinn der alpinen Ketten und durchreißt eine gewaltige schiefe Scherungszone grössten Ausmasses, begrenzt von den vulkanischen Pfeilern Abessiniens und Islands, den europäischen und den afrikanischen Block. Dies ist der tiefere Sinn des Zusammentreffens des erythräischen Bruchsystems mit dem Grenzgebiet von asiatischen und afrikanischen Schüben im alpinen Europa. Es ist jedoch stets daran zu erinnern, dass die Grundlagen des erythräischen Bruchsystems an sich schon weit älter sind als jede alpine Faltung, und als solche zurückgehen auf weit ältere Bewegungen und schliesslich wohl gar auf planetare Ursachen — Torsionswirkungen infolge zunehmender Abkühlung —, dass diese alten Grundanlagen aber durch ihre Präexistenz einerseits das alpine Geschehen der jüngeren Erdgeschichte weitgehend gliederten und leiteten, gerade durch diese jungen Vorgänge jedoch abermals erneut und in grossartigem Maßstab reaktiviert worden sind.

Damit ist heute, weit mehr als noch vor kaum zwei Jahrzehnten, das Bewegungsbild der Alten Welt auf ein durchaus sinnvolles Zusammenwirken von Kettentümmung durch Stauung und Aufsplitterung der starren Schollen, nebst einer beträchtlichen Zerstückelung der Kettenstränge durch ausgedehnte jüngere Bruchsysteme zurückzuführen. Aber in diesem Zusammenspiel von kontinentaler Aufspaltung und stauendem Zusammenschub zu den grossen Faltensträngen der alpinen Ketten liegt keine innere Gegensätzlichkeit der Ursachen, sondern Bruch und Faltung, Scherung, Zerrung, Einbruch und Stauung erscheinen als natürliche und durchaus einfache, die Entstehung der grossen Gräben und der Geosynklinalen wie die Bildung der alpinen Gebirge in gleicher Weise beherrschende Folgeerscheinungen des grossartigen Phänomens, das seit den astrischen Zeiten die Geschichte der Erde beherrscht, das sind die Wanderungen der kontinentalen Massen. Zusammenstauung der zwischen diesen Kontinentalblöcken liegenden Schwächezonen zu den Kettengebirgen und damit einhergehende Aufsplitterung der Blöcke selber bedingen in grossartigem Wechselspiel das bunte Bild unserer Erde. Das Spiel der starren Schollen ist es damit, das im Grunde das tektonische Geschehen der Erde

beherrscht, von der Schaffung der geosynklinalen Tröge über die Zusammenstauung derselben und die Entstehung der Gebirge bis zur abermaligen Aufspaltung und neuerlichem Zerfall, der Gebirge und der starren Blöcke, und der Auslösung und räumlichen Leitung der vulkanischen Erscheinungen und der Entstehung der Batholithen. *Quer durch alle Räume und Zeiten ist dieses Schollenspiel an der Arbeit, und das heutige Erdbild ist nur eine kurzweilige Folge dieses Schollenspiels.* In den Geosynklinalstadien, im Zusammenstau der Gebirge und im Zerfall der Schollen erleben wir immer wieder und überall dasselbe: *die Kontinentalblöcke der Erde sind tatsächlich in keiner Weise in ihrem Untergrund starr verankert, sie verschieben sich, auch ihrerseits wohl wieder nur in grossen Zyklen und bestimmten Zeitabständen, über dem tieferen magmatischen Bezirk, sie sind im Sinne WEGENERS ohne jeden Zweifel immer wieder mobil und beherrschen mit ihrer Beweglichkeit das tektonische Geschehen der Erdgeschichte.* Dass aber dieses Spiel kein starres und über grosse Räume einheitlich wirkendes ist, sondern sich zusammensetzt aus einem ganzen *Bewegungsstrom* gegeneinander sinngemäss abgegrenzter und aufeinander gegenseitig einwirkender *Einzelschollen*, das hat die vorstehend durchgeführte neuerliche Analyse der alpinen Leitlinien Europas, ausgehend von den klassischen Gebieten der Alpen und des Apennins und ihren vielumstrittenen Beziehungen, wohl mit entscheidender Klarheit dokumentiert. Es wird aber noch einer Unzahl vergleichender Studien in den Gebirgen der Erde und den sie begleitenden Schollen bedürfen, und zwar über grösste Räume hinweg, bis wir über das wirkliche Wesen, den Ablauf und die tieferen Ursachen der irdischen Krustenbewegungen und vor allem auch ihres zyklischen Verlaufes mit genügender Sicherheit und über das nötige Ausmass so weit Bescheid wissen werden, dass wir die ganze *mechanische Geschichte des Planeten* im Sinne wirklicher „geo-logischer“ Erkenntnis zu überblicken vermögen und deren lückenlose Abfolge grossartigster Ereignisse auch tatsächlich in allen ihren wechsellvollen Beziehungen *verstehen werden*. Da liegt eine der herrlichsten Aufgaben und ein fernes Ziel der weiteren Erforschung unserer Erde. Hinter diesem aber lockt als Letztes die Enträtselung der irdischen Tiefen und ihrer Geschichte, d. h. der wohl grossartigsten Vorgänge im Leben des unser aller Schicksal bergenden Planeten.

Konsultierte Literatur

Das nachfolgende Verzeichnis stellt gegenüber dem ursprünglich zusammengestellten eine durch finanzielle Gründe bedingte starke Kürzung dar.

Bei Hinweis auf „Literaturverzeichnis Südalpen“ [= siehe LS.] siehe in R. STAUB (1949): *Betrachtungen über den Bau der Südalpen*. Eclogae geol. Helv. 42, 390 ff.

A. ALPEN

AMPFERER, O.: siehe LS., und

- (1924): *Über die Tektonik der Alpen*. Naturwissenschaften 12 (Berlin).
- (1934): *Über die Gleitformung der Glarner Alpen*. Sitz.-Ber. Akad. Wiss. math.-naturw. Kl., 143 (Wien).
- (1942a): *Über die Bedeutung von Gleitvorgängen für den Bau der Alpen*. Sitz.-Ber. Akad. Wiss. math.-naturw. Kl. 151 (Wien).
- (1942b): *Geologische Formenwelt und Baugeschichte des östlichen Karwendelgebirges*. Denkschr. Akad. Wiss. Wien 106 (Wien).
- (1950): *Das östliche Karwendel*. Erläut. geol. Karte, mit Tafeln, von W. HEISSEL (Wagner, Innsbruck).

AMPFERER, O. & HAMMER, W.: siehe LS.

ANDREATTA, C.: siehe LS., und

- (1948): *La «Linea di Peio» nel massiccio dell'Ortler e le sue Miloniti*. Acta geol. alpina, Nr. 1 (Bologna).

ARBENZ, K.: siehe LS.

ARBENZ, P.: siehe LS., und

- (1934): *Die helvetische Region* (mit Tafeln). Geol. Führer Schweiz, Fasc. 2 (Basel).

ARGAND, E.: siehe LS.

CADISCH, J.: siehe LS., und

- (1926): *Der Bau der Schweizeralpen* (Orell Füssli, Zürich).
- (1942): *Die Entstehung der Alpen im Lichte der neuen Forschung*. Verh. naturf. Ges. Basel 54.

CAMPANA, B.: siehe LS.

CONTI, S. (1950): *Un grande massiccio fragmentario gneissico-granitico nelle Alpi Liguri*. Att. Accad. naz. Lincei 2, Fasz. 3 (Roma).

CORNELIUS, H. P.: siehe LS., und

- (1921): *Über einige Probleme der penninischen Zone der Westalpen*. Geol. Rdsch. 11 (Leipzig).

DAL PIAZ, G.: siehe LS.

DAL PIAZ, GB.: siehe LS., und

- (1939): *Le nuove vedute tettoniche nella regione alpina*. Geol. Paleo. etc. (Verona).

DESIO, A.: siehe LS.

DIENER, A.: siehe LS.

ELLENBERGER, F. (1949): *Sur la série stratigraphique et la structure de la Vanoise*, Bull. Carte géol. France 47 (Paris).

FABIANI, R.: siehe LS.

FALLOT, P. (1945): *Feuilles de Puget-Théniers et de Saint-Etienne-de-Tinée*. Bull. Carte géol. France 45 (Paris).

- (1949): *Les chevauchements intercutanés de Roya (A.-M.)*, livre jub. CH. JACOB (Paris).

FALLOT, P. & FAURE-MURET, A. (1949a): *Sur la Géologie de l'ouest du Mounier (A.-M.)*. *Sur l'extension du décollement de la série de couverture subalpine*. C. r. Acad. Sci. Paris.

- (1949b): *Sur un mode particulier de charriage*. C. r. Acad. Sci. Paris.

FALLOT, P., FAURE-MURET, A. & GEZE, B. (1949a): *La Géologie de la région d'Auron (A.-M.)*. C. r. Acad. Sci. Paris.

- (1949b): *Observations géologiques sur la région d'Auron (A.-M.)*. Bull. Soc. géol. France 16 (Paris).

- FAURE-MURET, A. (1946): *Observations sur le massif du Mercantour aux abords de St.-Etienne-de-Tinée (A.-M.)*. C. r. Acad. Sci. Paris.
- (1947a): *Sur les affleurements de Trias pincés dans les schistes cristallins de la vallée de la Tinée (A.-M.)*. C. r. Acad. Sci. Paris.
- (1947b): *Sur la géologie des vallées de Mollières et de Castiglione (Chastillon), massif de l'Argentera-Mercantour*. C. r. Acad. Sci. Paris.
- (1948): *Tectonique alpine et tectonique anté-triasique au nord-ouest du massif de l'Argentera-Mercantour (A.-M.). Sur des dislocations anciennes du massif de l'Argentera-Mercantour*. C. r. Acad. Sci. Paris.
- FAURE-MURET, A. & SUTER, G. (1949): *Sur la tectonique du revers italien de l'Argentera-Mercantour*. C. r. Acad. Sci. Paris.
- FRANCHI, S. (1906): *Sulla tettonica della zona del Piemonte*. Boll. Com. geol. Italia (Roma).
- (1925): *La serie secondaria capovolta e i grandi carreggiamenti nei Monti di Albenga nelle Alpi Liguri*. Rend. R. Accad. naz. Lincei 1 (Roma).
- (1926a): *La prosecuzione della Zona ad «Helminthoida» dalle Alpi Marittime all'Appennino Genovese e l'età delle «Argille Scagliose»*. Mem. R. Accad. naz. Lincei 1, Fasc. X (Città di Castello).
- (1926b): *Sui risultati scientifici di alcune escursioni geologiche fatte nelle Alpi Cozie con P. Termier e W. Kilian*. Boll. Soc. geol. ital. 45 (Roma).
- (1927): *I nuovi dati per la tettonica del massiccio cristallino Savonese*. Boll. Soc. geol. ital. 46 (Roma).
- (1928): *La più giusta denominazione e la cartografia del massiccio cristallino sul quale è, in parte, fondata la città di Savona*. Rend. R. Accad. naz. Lincei 7 (Roma).
- (1929a): *Sulla tettonica delle Alpi Cozie franco-italiane*. Mem. Carta geol. Italia 22 (Roma).
- (1929b): *La inesistenza nelle Alpi occidentali delle «nappes du Mont Rose et du Grand Saint-Bernard» di M. Lugeon e di E. Argand*. Boll. Soc. geol. ital. 48 (Roma).
- GAGNEBIN, E.: siehe LS., und
- (1934): *Les préalpes e les «klippes»*. Guide géol. Suisse.
- (1942a): *Les idées actuelles sur la formation des Alpes*. Soc. helv. Sci. nat. Sion.
- (1942b): *Vues nouvelles sur la géologie des Alpes et du Jura*. Bull. Soc. neuchâteloise Sci. nat. 67.
- GIGNOUX, M. (1948): *La tectonique d'écoulement par gravité et la structure des Alpes*. Bull. Soc. géol. France 18 (Paris).
- GLANGEAUD, L. (1949/50a): *Le rôle du socle dans la Tectonique du Jura*. Soc. géol. Belgique 73 (Liège).
- (1949/50b): *Structure de la région de Mouthier*. Soc. géol. Belgique 73 (Liège).
- GLANGEAUD, L. & SCHNEEGANS, U. (1949/50): *Les caractères généraux du style jurassien*. Soc. géol. Belgique 73 (Liège).
- GLANGEAUD, L. & DEVANTOY, J. (1950): *La structure de la trouée de Belfort*. C. r. Acad. Sci. Paris 230.
- GORTANI, M.: siehe LS., und
- (1923): *Il preteso carreggiamento delle Dinaridi sulle Alpi*. Atti R. Accad. Sci. Torino 58.
- HABICHT, K.: siehe LS.
- HAMMER, W.: siehe LS., und
- (1915): *Das Gebiet der Bündnerschiefer im tirolischen Oberinntal*. Jb. k. k. geol. R.-A. 64 (Wien).
- HAUG, E.: siehe LS., und
- (1925): *Contribution à une synthèse stratigraphique des Alpes occidentales*. Bull. Soc. géol. France 25 (Paris).
- HEIM, ALB.: siehe LS., und
- (1878): *Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung, im Anschluss an die geologische Monographie der Tödi-Windgällen-Gruppe*.
- (1894): *Geologische Exkursion quer durch die östlichen Schweizeralpen*. Livret-Guide géol. (F. Payot, Lausanne).
- (1919-1922): *Geologie der Schweiz* (Tauchnitz, Leipzig).

HERITSCH, F.: siehe LS.

HERMANN, F. (1925a): *Sur le faisceau de plis en retour de Valsaravanche et les prolongements de l'éventail de Bagnes dans les Alpes franco-italiennes*. C. r. Acad. Sci. Paris.

— (1925b): *La struttura delle Alpi occidentali*. Atti Soc. ital. Sci. nat. 64 (Pavia).

— (1925c): *Sur la structure des Alpes occidentales*. C. r. Soc. géol. France (Paris).

— (1925d): *Paléogéographie et genèse penniques*. Eclogae geol. Helv. 19 (Basel).

— (1927a): *Conceptions nouvelles sur la tectonique des Alpes franco-italiennes*. C. r. Acad. Sci. Paris.

— (1927b): *Problèmes de Géologie alpine*. Bull. 19 Soc. «Flore Valdôtaine» (Aosta).

— (1938): *Note illustrative per la carta geologica delle Alpi nord-occidentali* (U. Allegretti, Mailand; Verlag Wepf, Basel).

JENNY, H.: siehe LS.

KLEBELSBERG, v. R. (1935): *Geologie von Tirol* (Bornträger, Berlin).

KOBER, L.: siehe LS., und

— (1926): *Geologie der Landschaft um Wien* (J. Springer, Wien).

KOSSMAT, F.: siehe LS.

KRAUS, E. (1931): *Die Alpen als Doppelorogen*. Geol. Rdsch. 21 (Leipzig).

— (1932a) *Der bayrisch-österreichische Flysch*. Abh. Geol. Landesunters. Bayr. Oberbergamt, Heft 8 (München).

— (1932b): *Geologie des Mittelallgäus*. N. Jb. Min. etc. 69 (Stuttgart).

— (1934): *Eine technisch-mechanische Erklärung der Alpen*. Z. dtsh. geol. Ges. 86.

— (1936): *Der Abbau der Gebirge*. Bd. 1: *Der alpine Bauplan* (Bornträger, Berlin).

LOMBARD, ANDRÉ: siehe LS.

LOMBARD, AUGUSTIN (1947): *Le chevauchement de la molasse subalpine sur la molasse autochtone aux Voirons*. C. r. Soc. Phys. Hist. nat. Genève 64 (Genève).

— (1948): *Appalachian and alpine structures—a comparative study*. Bull. Amer. Ass. Petr. Geologists 32, No. 5.

LUGEON, M.: siehe LS.

LUGEON, M. & ARGAND, E.: siehe LS.

LUGEON, M. & GAGNEBIN, E.: siehe LS., und

— (1946): *A propos de la note de M. R. Barbier sur le problème de l'enracinement des klippen de Savoie*. Bull. Soc. géol. France 16 (Paris).

DE MARGERIE, E. (1922, 1936): *Le Jura*. 1^{re} et 2^e partie. Mém. Carte géol. France (Paris).

MEIER, P. & NABHOLZ, W. (1949): *Die mesozoische Hülle des westlichen Gotthard-Massivs im Wallis*. Eclogae geol. Helv. 42 (Basel).

NANGERONI, L. G. (1931): *Osservazioni sulla tettonica delle Alpi Orobic orientali*. Boll. Soc. geol. ital. 50 (Roma).

NIGGLI, P.: siehe LS.

OULIANOFF, N. (1947): *Infrastructure des Alpes et tremblement de terre du 25 janvier 1946*. Bull. Soc. géol. France 17 (Paris).

PARÉJAS, ED. (1925): *La tectonique du Mont Joly (Haute-Savoie)*. Eclogae geol. Helv. 19 (Basel).

PARODI, A.: siehe LS.

REPOSSI, E.: siehe LS.

RICHTER, M. (1924): *Beiträge zur Geologie der helvetischen Zone zwischen Iller und Rhein*. Mitt. Geol. Ges. Wien 17.

ROESLI, F. (1946): *Zur Frage der Existenz unterostalpinen (grisonider) Elemente im Westalpenbogen (Eine Arbeitshypothese)*. Eclogae geol. Helv. 39 (Basel).

SACCO, F. (1934): *I problemi delle formazioni ofiolitifere delle Alpi e dell'Apennino*. Boll. R. Uff. geol. Italia 59 (Roma).

SALOMON, W.: siehe LS.

SANDER, B.: siehe LS.

SCHAFER, F. X. (1951): *Geologie von Österreich*. 2. Aufl. (Wien).

SCHMIDEGG, O.: siehe LS.

SCHROEDER, W. J.: siehe LS.

SCHWINNER, R.: siehe LS., und

(1923): *Neuere Anschauungen über den Alpenbau, gewonnen an den Ostalpen, besonders an der östlichen Zentralzone*. Z. dtsch. geol. Ges. 75.

— (1930): *Die Makroseismen vom 14. Mai 1930, bezogen auf den Bau der Ostalpen*. Gerlands Beitr. Geophysik 28 (Leipzig).

SCOSSIROLI, R.: siehe LS.

DE SITTER, L. U.: siehe LS.

DE SITTER, L. U. & DE SITTER-KOOMANS, C. M.: siehe LS.

SPITZ, A.: siehe LS.

STAUB, R.: siehe LS., und

— (1938): *Prinzipielles zur Entstehung der alpinen Randseen*. Eclogae geol. Helv. 31 (Basel).

— (1950): *Betrachtungen über den Bau der Südalpen*. Eclogae geol. Helv. 42 (Basel).

SUËSS, E.: siehe LS.

SUËSS, F. E. (1903): *Bau und Bild der böhmischen Masse*. In: *Bau und Bild Österreichs* (F. Tempsky, Wien).

TEICHMÜLLER, R.: siehe LS.

TEICHMÜLLER, R. & SCHNEIDER, J.: siehe LS.

TERCIER, J. (1936): *Sur l'extension de la zone ultrahelvétique en Autriche*. Eclogae geol. Helv. 29 (Basel).

— (1945): *Le problème de l'origine des Préalpes*. Bull. Soc. fribourgeoise Sci. nat. 37 (Fribourg).

— (1950): *La tectonique d'écoulement dans les Alpes Suisses*. Geol. en Mijnbouw, Nr. 12.

TERMIER, P. (siehe LS.), und

— (1926): *Sur le pays de Savone à propos d'une note récente de G. Rovereto*. Bull. Soc. géol. France 26 (Paris).

TRÜMPY, E.: siehe LS.

TRÜMPY, R. (1949): *Der Lias der Glarner Alpen*. Denkschr. Schweiz. naturf. Ges. (Zürich).

VARDABASSO, S.: siehe LS.

VECCHIA, O.: siehe LS., und

— (1948): *Osservazioni sulla struttura geologica del gruppo M. Paitone – Monte Budellone (Lombardia)*. Boll. Soc. geol. ital. 66 [1947] (Roma).

VENZO, S.: siehe LS.

VUAGNAT, M.: siehe LS.

WALTER, P. (1950): *Das Ostende des basischen Gesteinszuges Ivrea-Verbano und die angrenzenden Teile der Tessiner Wurzelzone*. Schweiz. min. petr. Mitt. 30 (Zürich).

WANNER, E. (1945): *Die Erdbebenherde in der Umgebung von Zürich*. Eclogae geol. Helv. 38 (Basel).

— (1948): *Über den Tiefgang der Alpenfaltung*. Eclogae geol. Helv. 41 (Basel).

WINKLER, A.: siehe LS., und

— (1926): *Das jüngere Entwicklungsbild der Ostalpen*. Z. Ges. Erdkunde (Berlin).

WITZIG, E.: siehe LS.

WURM, A.: siehe LS.

ZENARI, S.: siehe LS.

B. APENNIN, KORSIKA UND SARDINIEN

ARBENZ, P. (1908): *Zur Tektonik Siziliens*. Vjschr. naturf. Ges. Zürich 53.

AZZAROLI, A. (1948): *Osservazioni sulla tettonica dell'alta Val di Nievole e delle zone adiacenti della catena di Monte Albano*. Boll. Soc. geol. ital. 67 (Roma).

BALDACCI, L., VIOLA, C. (1894): *Sull'estensione del Trias in Basilicata e sulla tettonica generale dell'Appennino meridionale*. Boll. R. Com. geol. 20.

BEHRMANN, R.: siehe LS., und

— (1940): *Geologie und Erschliessung der Erdölvorkommen Italiens*. Z. Öl und Kohle 36 (Berlin).

BELLINI, R. (1926): *Osservazioni a favore della Tirrenide*. Boll. Soc. geol. ital. 65 (Roma).

BELLUIGI, A. (1932): *Sull'anticlinale gravimetrica di Casalpusterlengo*. Boll. Soc. geol. ital. 51 (Roma).

- BENEO, E. (1938): *Appunti geologici sulle regioni dell'Appennino centrale comprese nel foglio 151 (Alatri)*. Boll. R. Uff. geol. Italia 63 (Roma).
- (1939a): *Sezione geologica della penisola italiana dal Tirreno all'Adriatico attraverso l'Appennino laziale ed abruzzese*. Boll. R. Uff. geol. Italia 64 (Roma).
- (1939b): *Sezioni geologiche attraverso la Montagna del Morrone (App. abruzzese)*. Boll. R. Uff. geol. Italia 64 (Roma).
- (1940): *Tettonica della Valle dell'Aterno (Abruzzo)*. Boll. R. Uff. geol. Italia 65 (Roma).
- BENEO, E. & TREVISAN, L. (1943): *I lineamenti tettonici dell'Isola d'Elba*. Boll. R. Uff. geol. Italia 68 (Roma).
- (1947): *Sulla struttura del Monte Soratte (Lazio)*. Boll. Soc. geol. ital. 65 [1946] (Roma).
- (1948): *Guida schematica alla geologia dell'Isola d'Elba*. Atti Congr. Min. ital., Ass. Mineraria Sarda.
- (1950a): *Tentativo di sintesi tettonica dell'Italia peninsulare ed insulare*. Boll. Soc. geol. ital. 68 [1949] (Roma).
- (1950b): *Le argille scagliose di San Felice Circeo (Lazio)*. Boll. Soc. geol. ital. 69 (Roma).
- BLUMENTHAL, M. (1929): *Geologische Beobachtungen auf Sizilien (Monti Peloritani-Madonie)*. Eclogae geol. Helv. 22 (Basel).
- (1934): *Beeinflusste das alpine Orogen den geologischen Bau Sardiniens?* Eclogae geol. Helv. 27 (Basel).
- BONARELLI, G.: siehe LS., und
- (1930): *Interpretazioni strutturali della regione feltresca*. Boll. Soc. geol. ital. 48 [1929] (Roma).
- (1941): *Relazione della escursione a Gubbio*. Boll. Soc. geol. ital. 59 [1940] (Roma).
- (1946a): *Ancora sulle argille scagliose*. Boll. Soc. geol. ital. 63 [1944] (Roma).
- (1946b): *Spessore dell'Olocene nella bassa Pianura Padana*. Boll. Soc. geol. ital. 63 [1944] (Roma).
- BONOMINI, C. (1943): *Il miocene nella provincia di Brescia*. Boll. Soc. geol. ital. 61 [1942] (Roma).
- BRUEREN, J. W. (1941): *De Geologie van een Deel der etruskische Apennijnen tusschen Firenze en Bologna*. Dissertation (Leiden).
- BURCKHARDT, C. E. (1943): *Zur Geologie des Monte Pisano (Toscana)*. Eclogae geol. Helv. 36 (Basel).
- (1950): *Risultati preliminari di nuove ricerche nei Monti Peloritani in Sicilia*. Contr. Sci. geol., (Roma).
- BURRI, C. & NIGGLI, P. (1945): *Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens*. Vulkaninstitut I. Friedländer, Zürich.
- CACCIAMALI, G. B. (1924): *Carreggiamenti nell'Appennino Abruzzese-Campano*. Boll. Soc. geol. ital. 43 (Roma).
- CADISCH, J. (1929a): *Zur Geologie der Insel Elba*. Verh. naturf. Ges. Basel 40 (Basel).
- (1929b): *Tektonik und Stratigraphie im penninisch-ostalpinen Grenzgebiet*. Verh. naturf. Ges. Basel 40 (Basel).
- (1938): *Zur Geologie der Insel Sardinien*. Geol. Rdsch. 29 (Stuttgart).
- CATALISANO, S. (1938): *Stato attuale delle conoscenze geologiche sul gruppo del Gran Sasso d'Italia*. Boll. Soc. geol. ital. 57 (Roma).
- COLLET, L. W. (1938): *La Corse, Elbe et l'Apennin, du point de vue tectonique*. Bull. Soc. géol. France 8 (Paris).
- CORTESE, E. (1931): *Due particolarità geologiche presso Iano*. Boll. Soc. geol. ital. 50 (Roma).
- (1935): *A proposito della formazione argilloscistosa ofiolitifera dell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. geol. ital. 53 [1934] (Roma).
- COSTER, H. P. (1945): *The gravity field of the western and central Mediterranean*. Diss. Utrecht (W. Uitgevers-Maat, Groningen, Batavia).
- CREMA, C. (1926): *A proposito dei carreggiamenti supposti nella parte alta del Sangro e nelle valli limitrofe*. Boll. Soc. geol. ital. 45 (Roma).
- (1929): *Sezioni geologiche nella conca del Fucino e nell'alto bacino del Liri*. Boll. Soc. geol. ital. 47 [1928] (Roma).
- DAL PIAZ, G. B. (1943): *L'influenza della gravità nei fenomeni orogenetici. Rapporti e differenze fra la formazione penninica dei calcescisti alpini e la formazione argillosa ofiolitifera dell'Appennino settentrionale. Ondulazioni assiali nell'Appennino settentrionale*. Atti R. Accad. Sci. 77-78 (Torino).

- DAL PIAZ, G. B. (1947): *Carta tettonica d'Italia e delle regioni circostanti*. Tecnica ital. 2, 1 e 2 (Trieste).
- D'AMBROSI, C. (1939): *Ricerche sullo sviluppo tettonico e morfologico dell'Istria e sulle probabili relazioni tra l'Attività sismica e la persistente tendenza al corrugamento della regione*. Boll. Soc. Adriat. Sci. nat. Trieste 37 (Udine).
- DE LORENZO, G. (1898): *Guida geologica dei dintorni di Lagonegro in Basilicata*. Boll. Soc. geol. ital. 17 (Roma).
- DEMANGEOT, C. (1950a): *Osservazioni geologiche sui dintorni di Pietracamela. (Abruzzo Teramano)*. Contr. Sci. geol. «Ricerca sci.»
- (1950b): *Tettonica degli altipiani del Gran Sasso d'Italia*. Contr. Sci. geol. «Ricerca sci.»
- DE STEFANI, T. (1947): *Studi geologici e paleontologici in Sicilia*. Vol. 1 (Palermo).
- (1949): *Correzioni da apportare al foglio Palermo della Carta dell'Ufficio Geologico e relative considerazioni stratigrafico-tettoniche*. «Plinia» 2 (Palermo).
- FABIANI, R. (1920): *Studio geologico della regione di S. Severino Marche*. Atti Accad. Ven-Trent-Istr. 11 (Padova).
- (1929): *Vestigia di vulcanismo e di movimenti tettonici nel Giurese di Sicilia*. Boll. Soc. geol. ital. 47 [1928] (Roma).
- FRANCHI, S. (1922): *Alcuni fatti a documentazione dei carreggiamenti della Valle del Liri*. Boll. R. Com. geol. Italia 48 (Roma).
- (1924a): *Sulle falde di ricoprimento del Preappennino Campano-Laziale*. Rend. R. Accad. naz. Lincei 33 (Roma).
- (1924b): *Nuove osservazioni sul grande carreggiamento Ausonio-Lepino*. Rend. R. Accad. naz. Lincei 33 (Roma).
- (1926a): *Presentazione di documenti fotografici di carreggiamenti delle Alpi e della Valle Latina*. Boll. Soc. geol. ital. 45 (Roma).
- (1926b): *Sopra una probabile «finestra tettonica» attraverso il carreggiamento Ausonio-Lepino presso Vallecorsa*. Boll. Soc. geol. ital. 45 (Roma).
- (1927): *Sui profili geologici attraverso la zona di Courmayeur e la supposta falda di ricoprimento del Gran San Bernardo*. Boll. Soc. geol. ital. 46 (Roma).
- FUCINI, A. (1927): *Sopra gli studi tettonici nella Catena metallifera del prof. N. Tilmann*. Boll. Soc. geol. ital. 46 (Roma).
- (1931): *Appunti di tettonica Wealdiana*. Boll. Soc. geol. ital. 49 [1930] (Roma).
- (1941): *Ultime e definitive parole sopra l'età del Verrucano tipico della Toscana*. Atti Soc. Tosc. Sci. nat. 49 (Pisa).
- GORTANI, M. (1927): *Note geologiche sui Colli bolognesi*. R. Accad. Sci. Istit. Bologna.
- (1933): *Il Paleozoico delle Alpi Apuane*. Conf. R. Accad. Sci. Istit. Bologna.
- KOBER, L. (1927): *Beiträge zur Geologie des Nordapennin und der angrenzenden Alpen*. Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien 136 (Wien).
- (1928): *Beiträge zur Geologie von Korsika*. Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien 137 (Wien).
- (1930): *Untersuchungen über die Bauelemente des Apennin in Kalabrien und Sizilien und des Atlas in Algerien*. Anz. Akad. Wiss. math.-naturw. Kl. (8. Mai, Wien).
- KOSSMAT, F.: siehe LS., und
- (1937): *Der ophiolithische Magmagürtel in den Kettengebirgen des mediterranen Systems*. Sitz.-Ber. Preuss. Akad. Wiss. phys.-math. Kl. 24 (Berlin).
- LAZZARI, A. (1950): *Sulla tettonica del massiccio del Matese (Prov. di Benevento et Campobasso)*. Contr. Sci. geol. «Ricerca sci.»
- LENCEWICZ, ST. (1917): *Profile geologiczne przez Apenin Toskanski*. Rend. Soc. Sci. Varsavia (Warschau).
- LIMANOWSKI, M. (1909): *Sur la tectonique des Monts Péloritains dans les environs de Taormina (Sicile)*. Bull. Lab. Géol., Géogr., Phys., Min. et Pal. (Univ. Lausanne).
- LIPPARINI, T.: siehe LS., und
- (1947): *Microfauna turoniana e globotruncana delle Argille scagliose di Savigno (Bologna)*. Boll. Soc. geol. ital. 64 [1945] (Roma).
- LOTTI, B. (1905): *Di un caso di ricoprimento presso Spoleto (Umbria)*. Boll. R. Com. geol. Italia (Roma).
- (1910): *Geologia della Toscana*. Mem. descr. Cartà geol. ital.

- LUDWIG, O. (1929): *Geologische Untersuchungen in der Gegend von Bobbio im Nordapennin*. Geol. Rdsch. (Berlin).
- LUGEON, M. & ARGAND, E. (1906a): *Sur de grands phénomènes de charriage en Sicile*. C. r. Acad. Sci. Paris.
- (1906b): *Sur la grande nappe de recouvrement de la Sicile*. C. r. Acad. Sci. Paris.
- (1906c): *La racine de la nappe sicilienne et l'arc de charriage de la Calabre*. C. r. Acad. Sci. Paris.
- MADDALENA, L. (1929): *Studi geologici inerenti alla costruzione della grande galleria attraverso l'Appennino tosco-bolognese per la linea direttissima Bologna-Firenze*. C. r. XVth int. geol. Congr. South Africa.
- (1933): *Considerazioni geo-idrologiche sulle acque della galleria dell'Appennino della Direttissima Bologna-Firenze*. Riv. tecn. d. Ferrovie ital. 43.
- MANFREDINI, M.: siehe LS.
- MASINI, R. (1926a): *Osservazioni geologiche fatte in occasione del traforo per la galleria di S. Giuliano nel Monte Pisano*. Boll. Soc. geol. ital. 45 (Roma).
- (1926b): *La faglia di Sesto nella cupola secondaria di Val di Serchio*. Boll. Soc. geol. ital. 44 [1925] (Roma).
- (1932): *La cupola secondaria di Val di Lima e dell'Orrido di Botri*. Mem. descr. Carta geol. Valle di Lima Lischì (Pisa).
- (1937): *La zona degli scisti superiori nelle Alpi Apuane*. Boll. Soc. geol. ital. 56 (Roma).
- (1942): *La zona delle argille scagliose, i suoi fuochi e i suoi gas*. (App.-sett). Boll. Soc. geol. ital. 61 (Roma).
- (1947): *A proposito delle interpretazioni tettoniche moderne sulle Alpi Apuane, la Valle della Lima e il Monte Pisano*. Boll. Soc. geol. ital. 65 [1946] (Roma).
- MARCHESINI, E. (1940): *Sulle trasgressioni posteoceeniche nella regione compresa fra le sorgenti del Sele, dell'Ofanto e del Calore* (Prov. Avellino). Boll. Soc. geol. ital. 59 (Roma).
- MAXIA, C.: siehe LS., und
- (1950): *Il bacino delle Acque Albule (Lazio)*. Contr. Sci. geol. «Ricerca sci.».
- MERLA, G. (1944): *Geologia e permeabilità dei terreni del Bacino del Tevere*. «Il Tevere» I (Roma).
- (1949): *Le argille scagliose della zona di Firenze e la tettonica del macigno da S. Donato in Collina a Monte Scalari*. Boll. Soc. geol. ital. 67 [1948] (Roma).
- (1950): *Note illustrative per le escursioni della LIII Riunione estiva*. Boll. Soc. geol. ital. 68 [1949] (Roma).
- MIGLIORINI, C.: siehe LS., und
- (1944): *Sul modo di formazione dei complessi tipo Macigno*. Boll. Soc. geol. ital. 62 [1943] (Roma).
- (1946): *L'età del macigno dell'Appennino sulla sinistra del Serchio e considerazioni sul rimaneggiamento dei macroforaminiferi*. Boll. Soc. geol. ital. 63 [1944] (Roma).
- (1947a): *Età del macigno dell'Appennino Lucchese*. Boll. Soc. geol. ital. 64 [1945] (Roma).
- (1947b): *Tettonica di slittamento nel macigno dei dintorni di Firenze*. Boll. Soc. geol. ital. 64 [1945] (Roma).
- (1947c): *Sull'Origine delle breccie ofiolitiche della regione appennica settentrionale*. Boll. Soc. geol. ital. 64 [1945] (Roma).
- (1947d): *Le fasi orogeniche nell'Appennino Settentrionale*. Boll. Soc. geol. ital. 64 [1945] (Roma).
- (1947e): *Appunti e considerazioni sulle direzioni tettoniche nei dintorni di Firenze*. Boll. Soc. geol. ital. 65 [1946] (Roma).
- (1950): *Suddivisione geografica dell'Appennino per uso geologico*. Boll. Soc. geol. ital. 68 (Roma).
- NOPCSA, BARON, F. (1932): *Zur Geschichte der Adria*. Z. dtsh. geol. Ges. 84.
- PARENT, H. (1930a): *Le problème tectonique corse*. Ann. Soc. géol. du Nord 54 (Lille).
- (1930b): *Recherches sur l'origine des mouvements orogéniques antéalpains en Corse*. Ann. Soc. géol. du Nord 54 (Lille).
- (1930c): *Observations sur l'Origine des Nappes corses*. C. r. Soc. géol. France (Paris).
- PENTA, F. (1950): *Osservazioni sulla tettonica dell'isola di Capri*. Boll. Soc. geol. ital. 69 (Roma).

- PERETTI, L. (1929): *Le formazioni conglomeratiche aquitaniane dei colli di Superga*. Boll. Soc. geol. ital. 47 [1928] (Roma).
- (1933a): *Il granito dell'Alta Valle Staffora (Appennino Pavese)*. Atti R. Accad. Sci. Torino 68 (Torino).
 - (1933b): *Osservazioni sulla giacitura dei graniti e delle ofioliti nella formazione argilloscistosa appenninica*. Atti Ass. min. Piemonte (Torino).
 - (1934): *I graniti della formazione argilloscistosa ofiolitifera dell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. geol. ital. 53 (Roma).
- PHILIPPSON, A. (1934): *Die Landschaften Siziliens*. Z. Ges. Erdkunde (Berlin).
- PILGER, A. (1937): *Der alpine Deckenbau Korsikas und seine Granit-Intrusionen*. (M.Taf.). Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl. (Berlin).
- PRINCIPI, P. (1925a): *I terreni miocenici della regione urbinata*. Boll. Soc. geol. ital. 44 (Roma).
- (1925b): *I terreni terziari dell'alta valle della Marecchia*. Boll. Soc. geol. ital. 44 (Roma).
 - (1928): *Osservazioni geologiche sul bacino di Firenzuola in provincia di Firenze*. Boll. Soc. geol. ital. 47 (Roma).
 - (1929): *Osservazioni geologiche sul territorio compreso tra la valle del Sillaro e quella dell'Idice*. Boll. Soc. geol. ital. 48 (Roma).
 - (1930): *I terreni terziari della regione compresa tra il bacino del Mugello e la valle del Reno (Appennino Tosco-Bolognese)*. Boll. Soc. geol. ital. 49 (Roma).
 - (1931): *Osservazioni intorno alla Geologia della catena del Monte Cimone (App.-sett.)*. Boll. Soc. geol. ital. 49 [1930] (Roma).
 - (1932): *Il Miocene nell'Umbria meridionale*. Boll. Soc. geol. ital. 51 (Roma).
 - (1933a): *Nuove osservazioni intorno alla presenza dell'Oligocene nell'Italia Centrale*. Mem. Soc. geol. ital. 1 (Roma).
 - (1933b): *I terreni terziari nel bacino di Rieti*. Boll. Soc. geol. ital. 52 (Roma).
 - (1936): *Alcune osservazioni sui terreni terziari del bacino di Sulmona*. Boll. Soc. geol. ital. 55 (Roma).
 - (1938): *Alcune osservazioni sulla geologia della media Valle del Sangro (Abruzzi Meridionali)*. Boll. Soc. geol. ital. 57 (Roma).
 - (1939): *Sulla estensione del Miocene inferiore e medio nell'Appennino centrale*. Boll. R. Uff. geol. Italia 64 (Roma).
 - (1940): *Sulla estensione dell'Oligocene nell'Appennino Meridionale*. Boll. Soc. geol. ital. 59 (Roma).
- QUITZOW, H. W. (1935): *Der Deckenbau des Kalabrischen Massivs und seiner Randgebiete*. Abh. Ges. Wiss. Göttingen 14 (Berlin).
- REDINI, R. (1933): *Sui presunti carreggiamenti del Monte Pisano e delle Alpi Apuane*. Rend. R. Accad. naz. Lincei 18 (Roma).
- (1935): *Contribuzione allo studio geologico del Monte Pisano*. Boll. R. Uff. geol. Italia 60 (Roma).
- RENZ, O.: siehe LS., und
- (1937): *Über Aufarbeitung von Foraminiferen im Jungtertiär östlich des Trasimenischen Sees (Umbrien)*. Eclogae geol. Helv. 29 (Basel).
- ROVERETO, G. (1925): *Nuove osservazioni sul massiccio cristallino di Savona*. Rend. R. Accad. naz. Lincei 1 (Roma).
- (1922-1931): *Note al rilevamento geologico dei fogli «Rapallo» e «Chiavari»*. Boll. Soc. geol. ital. 41-50 (note 1-8).
- SACCO, F. (1893a): *L'Appennino dell'Emilia*. Boll. Soc. geol. ital. 11 (fasc. III) (Roma).
- (1893b): *Le Trias dans l'Apennin de l'Emilie*. Bull. Soc. géol. belge 6 (Bruxelles).
 - (1904): *L'Appennino settentrionale e centrale*. (P. Gerbone, Torino.)
 - (1906): *Les étages et les faunes du Bassin Tertiaire du Piémont*. Bull. Soc. géol. France 5 (Paris).
 - (1907a): *Gli Abruzzi*. Boll. Soc. geol. ital. 26, fasc. III. (Della Pace, Roma).
 - (1907b): *Il gruppo del Gran Sasso d'Italia*. R. Accad. Sci. (Torino).
 - (1909a): *Il gruppo della Majella*. R. Accad. Sci. (Torino).
 - (1909b): *Il Molise*. Boll. Soc. geol. ital. 27, fasc. IV. (Della Pace, Roma).

- SACCO, F. (1910): *L'Appennino meridionale*. Boll. Soc. geol. ital. 29, fasc. II (Roma).
- (1912): *La geotettonica dell'Appennino meridionale*. Boll. Soc. geol. ital. 31 (Roma).
- (1925): *L'età degli argilloschisti ofitiferi dell'Appennino*. R. Accad. Sci. 61 (Torino).
- (1926): *La questione dell'età degli Argilloschisti ofitiferi dell'Appennino*. R. Accad. Sci. 4 (Roma).
- (1929): *La grande faglia del M. Rocchetta. (App. bobbiese.)* Boll. Soc. geol. ital. 47 [1928] (Roma).
- (1933-34): *L'Astiano sotto la Pianura torinese*. Atti R. Accad. Sci. 69 (Torino).
- (1934-35): *Gli affioramenti di Serpentina nelle Colline casalesi*. Atti R. Accad. Sci. 70 (Torino).
- (1935): *Considerazioni geologiche sopra la Galleria transappenninica della Direttissima Firenze-Bologna*. Boll. Soc. geol. ital. 53 [1934] (Roma).
- (1939): *L'Odissea geologica dell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. geol. ital. 57 (Roma).
- (1940): *I fogli geologici al 100 000 di «Città di Castello» e «Mercato Saraceno»*. Boll. R. Uff. geol. Italia 65 (Roma).
- (1941): *Una sezione geologica attraverso l'Appennino dalla Pianura padana al Tirreno*. Boll. Soc. geol. ital. 59 [1940] (Roma).
- SALOMON, W. (1925): *Magmatische Hebungen (mit besonderer Berücksichtigung von Calabrien)*. Sitz.-Ber. Heidelberger Akad. Wiss. (Berlin).
- SCARSELLA, F. (1931): *Sulla Geologia della Valle d'Ussita (Sibillini settentrionali)*. Boll. Soc. geol. ital. 50 (Roma).
- (1947): *Di un motivo tettonico dell'Appennino Centrale umbro-marchigiano*. Boll. Soc. geol. ital. 65 [1946] (Roma).
- (1950): *Resoconto sommario delle osservazioni geologiche compiute nel medio bacino del Tevere fra Orvieto e Narni*. «Ricerca scient.»
- (1951): *Sulla zona d'incontro dell'Umbria e dell'Abruzzo*. Boll. Serv. geol. Italia 71 (Roma).
- SEIDLITZ, W. v. (1927): *Der geologische Bau und die tektonische Bedeutung der Balearischen Inseln*. Geol. Rdsch. 18 (Berlin).
- (1928): *Tyrrhenis und Adriatis*. Jenaische Z. Naturwiss. 63 (Jena).
- (1931): *Diskordanz und Orogenese der Gebirge am Mittelmeer*. (Bornträger, Berlin).
- (1932a): *Die Asymmetrie des mediterranen Raumes*. Petermanns geogr. Mitt. Heft 11/12.
- (1932b): *Geologische Probleme des Mittelmeergebietes*. Ass. int. Studi mediterranei, Boll. Anno II (Roma).
- SEGRÈ, A. G. (1949): *Relazione fra la linea delle facies ed il confine delle direttrici tettoniche tra l'arcata Umbro-Marchigiana e il sistema dell'arcata Abruzzese*. «Ricerca scient.» (Roma).
- (1950a): *Notizie geologiche sull'isola di Zannone, arcipelago Pontino, prov. Latina*. Contr. Sci. geol. «Ricerca scient.» (Roma).
- (1950b): *Sulla struttura geologica del Golfo di Gaeta*. Contr. Sci. geol. «Ricerca Scient.» (Roma).
- (1950c): *Sulla struttura dell'Arco abruzzese interno*. Contr. Sci. geol. «Ricerca Scient.» (Roma).
- SIEBERG, A. (1932): *Untersuchungen über Erdbeben und Bruchschollenbau im östlichen Mittelmeergebiet*. Denkschr. naturw. Ges. 18 (Jena).
- SIGNORINI, R.: siehe LS., und
- (1938): *Una vasta zona a strati rovesciati tra l'Idice e il Setta nell'Appennino Bolognese*. Boll. Soc. geol. ital. 57 (Roma).
- (1940): *Osservazioni geologiche sull'Alto Appennino bolognese*. Boll. Soc. geol. ital. 58 [1939] (Roma).
- (1941): *Osservazioni geologiche nei dintorni di Caprese Michelangelo in Provincia di Arezzo*. Boll. Soc. geol. ital. 59 [1940] (Roma).
- (1946): *Osservazioni geologiche sull'alto Appennino Modenese e la Val di Lima*. Boll. Soc. geol. ital. 63 [1944] (Roma).
- (1947a): *Osservazioni geologiche sul Pratomagno e la Consuma*. Boll. Soc. geol. ital. 64 [1945] (Roma).
- (1947b): *La successione delle facies del Miocene nell'Appennino Centrale e Settentrionale*. Boll. Soc. geol. ital. 64 [1945] (Roma).

- SIGNORINI, R. (1948): *Trasgressioni postmioceniche sul bordo esterno dell'Appennino*. Boll. Soc. geol. ital. 66 [1947] (Roma).
- (1950): *Visione odierna della geologia toscana*. Boll. Soc. geol. ital. 68 [1949] (Roma).
- SILVESTRI, A. (1940): *Nummulitidi delle Alpi Apuane attribuite al triassico*. Boll. Soc. geol. ital. 58 [1939] (Roma).
- SOCIN, C. (1950): *La Collina Torinese ed i suoi problemi geologici*. Boll. Soc. geol. ital. 69 (Roma).
- STAUB, R.: siehe LS., und
- (1950): *Betrachtungen über den Bau der Südalpen*. Eclogae geol. Helv. 42 (Basel).
- STEINMANN, G.: siehe LS., und
- (1913): *Über Tiefenabsätze des Oberjura im Apennin*. Vortrag, Vers. geol. Vereinig. (Märburg).
- (1925): *Gibt es fossile Tiefseeablagerungen von erdgeschichtlicher Bedeutung?* Geol. Rdsch. 16 (Berlin).
- (1927): *Die ophiolithischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen*. Extr. C. r. XIV^e Congr. int. Géol. [1926] (Madrid).
- STILLE, H.: siehe LS., und
- (1937): *Geologische Untersuchungen im westlichen Mediterrangebiet*. Geol. Rdsch. 28 (Stuttgart).
- TEICHMÜLLER, R.: siehe LS., und
- (1932): *Der Apenninflysch und seine Probleme*. Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl. (Berlin).
- & QUITZOW, H. W. (1935): *Die Beziehungen zwischen dem nordapenninen und dem kalabrischen Deckenbau*. Abh. Ges. Wiss. Göttingen (Berlin).
- & SELZER, G. (1931): *Das Paläozoikum von Toskana und Korsika*. Abh. Ges. Wiss. Göttingen (Berlin).
- TERMIER, P. & MAURY, E. (1928): *Nouvelles observations géologiques dans la Corse orientale*. C. r. Acad. Sci. Paris 186.
- TILMANN, N. (1909): *Zur Tektonik des Südapennins*. Geol. Rdsch. 3 (Berlin).
- (1926): *Tektonische Studien in der Catena metallifera Toscanas*. Steinmann-Festschr. geol. Rdsch. 17a (Berlin).
- TREVISAN, L. (1946): *Uno sguardo alla tettonica della Pania di Corfino (App. lucchese)*. Atti Soc. Tosc. Sci. nat. 53 (Pisa).
- VALDUGA, A. (1948): *Osservazioni geologiche sulla parte settentrionale dei Monti del Chianti*. Boll. Soc. geol. ital. 67 (Roma).
- VINASSA DE REGNY, P. (1933): *I fossili e l'età dei calcari marmorei toscani*. Boll. Soc. geol. ital. 52 (Roma).
- WAAGEN, L. (1936): *Die Erdölgebiete Oberitaliens*. Bohrtechniker-Ztg. Nr. 1 (Wien).
- WIEDENMAYER, C. (1947): *Geologie des Apenninen-Nordrandes und der angrenzenden Po-Ebene*. Votr. VSP Fribourg, 14. Jahresvers. Bull.
- (1950): *Zur Geologie des Bologneser Apennins zwischen Reno- und Idice-Tal*. Eclogae geol. Helv. 43 (Basel).
- WIJKERSLOOTH, P. (1930): *Der Deckenbau Süd-Toskanas*. Kon. Akad. Wetensch. Amsterdam 33.
- (1934): *Bau und Entwicklung des Apennins, besonders der Gebirge Toscanas*. Dissertation Amsterdam.
- ZACCAGNA, D. (1939): *Considerazioni sulla zona degli scisti superiori ai marmi apuani circa le vedute recentemente esposte dall'ing. Masini*. Boll. Soc. geol. ital. 57 (Roma).

C. KARPATHEN, BALKANHALBINSEL UND KAUKASUS

- ATANASIU, J. (1927): *La masse cristalline et les dépôts mésozoïques des monts Hăghimas dans la partie orientale de la Transylvanie*. Guide excurs. Ass. Avancement Géol. Carpates (Bucarest).
- (1929): *Etudes géologiques dans les environs de Tulghes*. Anuarul Inst. geol. României 13 (Bucarest).

- ATHANASIU, S., MACOVEI, G., & ATANASIU, I. I. (1927): *La Zone marginale du Flysch dans la partie inférieure du bassin de la Bistrita*. Guide excurs. Ass. Avancement Géol. Carpates (Bucarest).
- BEHRMANN, R. (1941): *Die ölgeologische Erschliessung Albaniens*. Öl und Kohle 37 (Berlin).
- BLUMENTHAL, M. (1931): *Über den tektonischen Verband osthellenischer Gebirge*. Eclogae geol. Helv. 24 (Basel).
- (1933): *Zur Kenntnis des Querprofils des zentralen und nördlichen Peloponnes*. N. Jb. Min. etc. 70.
- BONČEV, St. (1930): *Erläuterungen über das Blatt «Caribrod» der geologischen Karte von Bulgarien*. 1:126 000 (Sofia).
- BOURCART, J. (1925): *Observations nouvelles sur la tectonique de l'Albanie moyenne*. Bull. Soc. géol. France (Paris).
- CODARCEA, A. (1932): *Etude géologique et pétrographique de la région Ocna de Fer-Bocşa Montană (Banat, Roumanie)*. Anuarul inst. geol. României 15 (Bucarest).
- (1935): *Considérations tectoniques générales résultant d'un nouvel examen de la coupe des Portes de Fer (Vărciorova)*. C. r. Inst. géol. Roumanie 22 (Bucarest).
- CVIJIC, J. (1903): *Die Tektonik der Balkanhalbinsel mit besonderer Berücksichtigung der neueren Fortschritte in der Kenntnis der Geologie von Bulgarien, Serbien und Makedonien*. C. r. IX^e Congr. int. (Vienne).
- DESIO, A. (1931): *Le isole italiane dell'Egeo*. Mem. descr. Carta geol. Italia 24 (Roma).
- FAVRE, E. (1874): *Recherches géologiques dans la partie centrale de la Chaîne de Caucase*. Nouv. Mém. Soc. helv. Sci. nat. (Zürich).
- GHERASI, N. (1937): *Etude pétrographique et géologique dans les Monts Godeanu et Tarcu (Carpates méridionales)*. Anuarul Inst. geol. României 18 [1933] (Bucarest).
- GHICA-BUDEȘTI, St. (1932): *Etudes géologiques et pétrographiques dans les Muntii Lotrului (Carpates méridionales)*. Anuarul Inst. geol. României 16 [1931] (Bucarest).
- GUÉRASSIMOV, A. (1928): *Aperçu des données actuelles sur la géologie du Caucase du Nord*. Bull. Com. géol. U.S.S.R. (Leningrad).
- HEIM, Alb. (1898): *Querprofil durch den Central-Kaukasus, längs der crusinischen Heerstrasse, verglichen mit den Alpen*. Vjschr. naturf. Ges. Zürich 43 (Zürich).
- KATZER, F. (1924): *Geologie Bosniens und der Hercegovina*. Bd. 1 (Sarajevo).
- KETTNER, R. (1931): *Géologie du versant nord de la basse Tatra dans sa partie moyenne*. Tschecho-slovakische Rep., svazek 13 (Prag).
- KOCKEL, C. W. (1927): *Zur Stratigraphie und Tektonik Bulgariens*. Geol. Rdsch. 18 (Berlin).
- (1929): *Transgressionen und Überschiebungen im Ostbalkan*. Geol. Rdsch. 20 (Berlin).
- (1933): *Die Randsenke des Ostbalkan*. Geol. Rdsch. 24 (Berlin).
- KOSSMAT, F. (1924a): *Geologie der zentralen Balkanhalbinsel* (Bornträger, Berlin).
- (1924b): *Bemerkungen zur Entwicklung des Dinaridenproblems*. Geol. Rdsch. 15 (Berlin).
- (1924c): *Die Beziehung des südosteuropäischen Gebirgsbaues zur Alpentektonik*. Geol. Rdsch. 15 (Berlin).
- KOUZNETZOV, J. (1924): *Esquisse géologique de la Balkarie, Caucase du Nord*. Bull. Com. géol. U.S.S.R. 43, n° 9 (Leningrad).
- (1927): *Sur la position stratigraphique et tectonique des «Schistes de la chaîne principale» du Caucase*. Bull. Com. géol. U.S.S.R. 45 (Leningrad).
- DE LOCZY, L. (1927): *My Geological Researches in Western Serbia*. Geol. Rev. 1 (Budapest).
- LUGEON, M. (1902): *Analogie entre les Carpathes et les Alpes*. C. r. Acad. Sci. Paris.
- (1903): *Les nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des Klippes des Carpathes*. Bull. Lab. Géol. etc. Univ. Lausanne.
- MACOVEI, G. (1927): *Aperçu géologique sur les Carpates orientales*. Guide excurs. Ass. Avancement géol. Carpates (Bucarest).
- MACOVEI G. & ATANASIU, I. (1927 a): *La Zone interne du Flysch dans la région de la haute vallée de la Prahova et du Bassin supérieur de l'Olt*. Guide excurs. Ass. Avancement géol. Carpates (Bucarest).
- (1927 b): *La Zone interne du Flysch dans la région des vallées de la Bistricioara et du Bicaz*. Guide. excurs. Ass. Avancement Géol. Carpates (Bucarest).

- MATEESCU, ST. (1927): *Recherches géologiques sur le versant extérieur de la région de courbure sud-est des Carpathes Roumaines*. Anuarul Inst. geol. României 12 (Bucurest).
- MRAZEC, L. (1931-32): *L'état de nos connaissances actuelles sur la structure des Carpates roumaines* (Prag).
- MRAZEC, L. & POPESCU-VOITEȘTI, I. (1914): *Contribution à la connaissance des Nappes du Flysch carpathique en Roumanie*. Ann. Inst. géol. Roumanie 5 (Bucarest).
- NOPCSA BARON, F. (1921): *Geologische Grundzüge der Dinariden*. Geol. Rdsch. 12 (Leipzig).
- (1929): *Geographie und Geologie Nordalbaniens*. Sep. Geol. Hungarica 3 (Budapest).
- PETKOVIĆ, V. K. (1930): *Esquisse de la structure de la Serbie orientale*. «Glas» Accad. R. serbe 140.
- PHILIPPSON, A. (1892): *Der Peloponnes* (Berlin).
- (1898): *La tectonique de l'Egée*. Ann. Géogr. 7, n° 32 (Paris).
- (1901): *Beiträge zur Kenntnis der griechischen Inselwelt*. Pertermanns Mitt. aus J. Perthes, Geogr. Anstalt (Gotha).
- (1930): *Beiträge zur Morphologie Griechenlands*. Geogr. Abh. (Stuttgart).
- POLLAK, A. (1933): *Geologische Untersuchungen über das Endstück des Ostbalkans*. Abh. math.-phys. Kl. sächs. Akkad. Wiss. 41 (Leipzig).
- PREDA, D. M. (1927): *Géologie de la Vallée du Teleajen dans la région des Collines subcarpatiques*. Guide excurs. Ass. Avancement Géol. Carpates (Bucarest).
- PROTESCU, O. & MURGEANU, G. (1927): *Géologie de la vallée de la Prahova entre Câmpina et Comarnic*. Guide excurs. Ass. Avancement Géol. Carpates (Bucarest).
- RABOWSKI, F. (1925a): *Les nappes de recouvrement de la Tatra. La structure de la zone hauttatrique*. Avec table. Bull. Serv. géol. Pologne 3 (Varsovie).
- (1925b): *Les Klippes et leur rôle dans la chaîne carpathique*. Bull. Serv. géol. Pologne 3 (Varsovie).
- (1931): *Quatre coupes géologiques entre les vallées de Kościeliska et de Kondratowa dans la Tatra*. Bull. Serv. géol. Pologne 6 (Varsovie).
- (1938): *Quelques réflexions sur la tectonique du socle cristallin de la Tatra*. Bull. Serv. géol. Pologne, n° 4 (Varsovie).
- RABOWSKI, F. & GOETEL, W. (1925): *Les nappes de recouvrement de la Tatra. La structure de la zone subtatrique*. Bull. Serv. géol. Pologne 3 (Varsovie).
- RENNGARTEN, W. P. (1929a): *Die tektonische Charakteristik der Faltungsgebiete des Kaukasus*. Geol. Rdsch. 20 (Berlin).
- (1929b): *Les nouvelles données sur la tectonique du Caucase*. C. r. XIV^e Congr. int. Géol. [1926] (Madrid).
- SEIDLITZ, W., v. (1928): *Der Einbruch der Ägäis und die Bruchbildungen im levantinischen Gebiet*. Jenaische Z. Naturw. 64 (Jena).
- SIMIONESCU, I. (1927): *Aperçu géologique sur la Dobrogea*. Guide excurs. Ass. Avancement Géol. Carpates (Bucarest).
- STAUB, R., (1928): *Der Bewegungsmechanismus der Erde* (Bornträger, Berlin).
- STRECKEISEN, A. (1929): *Observatiumi geologice în Carpatii Meridionali între Valea Oltului și Valea Jiului*. Dări seâma Sed. Inst. Geol. 17 (Bucuresti).
- (1931): *Profilul dela Vai de Ei (Carpatii Meridionali, Jud. Gorj)*. Dări seâma Sed. Inst. Geol. 17 (Bucuresti).
- (1931-32): *Sur la tectonique des Carpates méridionales*. Anuarul Inst. geol. României 16 (Bucarest).
- STRECKEISEN, A. (1935): *Tektonik des Karpathenbogens*. Geol. en Mijnbouw 13, Nrn. 9 und 10.
- ŚWIDERSKI, B. (1933): *Sur l'arc des Carpathes occidentales*. Eclogae geol. Helv. 26 (Basel).
- ŚWIDZINSKI, H. (1934): *Remarques sur la structure des Karpates flyscheuses*. Bull. Serv. géol. Pologne 8 (Varsovie).
- TEISSEYRE, W. (1924): *Les grandes lignes tectoniques et morphologiques de l'avant- et de l'arrière-pays des Carpathes, leurs rapports avec les cycles antécarpathiques*. C. r. I^{er} Congr. Géogr. (Prague).
- (1926): *La méthode de la cryptotectonique et le soubassement des Carpathes*. «Kosmos», J. Soc. polon. Natural. 51 (Lwów).
- (1929): *Le problème de tassement rétrograde des Carpates. Contribution à l'évolution et morphotectonique des avant- et arrière-fosses de chaînes plissées*. C. r. II^e Congr. Géogr. Ethnogr. slaves en Pologne [1927] (Kraków).

- TEISSEYRE, W. (1930): *Les homologues podoliens-karpatiques, leur application aux recherches géophysiques dans la zone subkarpatique.* (Varsovie).
- (1934): *Le problème de parallélisation des recherches géologiques et géophysiques dans les Subkarpathes polonaises.* «Kosmos», J. Soc. polon. Natural. 59 (Lwów).
- TERMIER, P. (1927): *Quelques résultats du Congrès de l'association carpathique; tenu à Bucarest, septembre 1927.* C. r. Acad. Sci. Paris 185.
- TOLWINSKI, K., GOETEL und NOWAK, J. (1926–27): *Mémoire de la 1^{re} réunion de l'Association karpatique en Pologne. Septembre 1925.* (Varsovie).
- UHLIG, V. (1903): *Bau und Bild der Karpaten*, in: *Bau und Bild Österreichs.* (F. Tempsky, Wien.)
- VOITEȘTI, I. P. (1921): *Aperçu général sur la géologie de la Roumanie (synthèse des Carpathes actuelles).* Ann. Mines Roumanie 4 (Bucarest).
- (1942): *Exposé synthétique sommaire sur la structure des régions carpathiques roumaines.* Bull. Soc. roumaine Géol. 5 (Bucarest).
- WILSER, J. L. (1928a): *Die geotektonische Stellung des Kaukasus und dessen Beziehungen zu Europa.* Z. dtsh. geol. Ges. 80.
- (1928b): *Die stratigraphische und tektonische Stellung der Dobrudscha und die Zugehörigkeit des Balkangebirges zu den nordanatolischen Ketten.* Geol. Rdsch. 19 (Berlin).
- (1928c): *Der südrussische Tafelrand in Vorder- und Mittelasien.* N. Jb. Min. etc. 61.

D) ASIEN (SPEZIELL TÜRKEI) UND AFRIKA

- ARGAND, E. (1924): *La tectonique de l'Asie.* C. r. XIII^e Congr. géol. int. Liège.
- ARNI, P. (1931): *Zur Stratigraphie und Tektonik der Kreideschichten östlich Eregli an der Schwarzküste.* Eclogae geol. Helv. 24 (Basel).
- (1939): *Tektonische Grundzüge Ostanatoliens und benachbarter Gebiete.* M.T.A. Nr. 4 (Ankara).
- (1940): *Geologische Beobachtungen in den südlichen Ketten der Büllis-Berge im Abschnitt der Basor-Çay westlich Siirt (Südost-Anatolien).* M.T.A. Nr. 5 (Ankara).
- BLUMENTHAL, M. (1938): *Die Grenzzone zwischen syrischer Tafel und Tauriden in der Gegend des Amanos.* Eclogae geol. Helv. 31 (Basel).
- (1941): *Un aperçu de la Géologie du Taurus dans les Vilayets de Nigde et d'Adana.* M.T.A. Publ. Inst. Etudes Rech. minières Turquie (Ankara).
- (1947): *Geologie der Taurusketten im Hinterland von Seydişehir und Beyşehir.* Veröff. Inst. Lagerstättenforsch. Türkei, Nr. 2 (Ankara).
- BLANCKENHORN, M. (1914): *Syrien, Arabien und Mesopotamien.* in: *Handbuch der regionalen Geologie*, Bd. 5, 4. Abt. (Heidelberg).
- (1921): *Ägypten*, in: *Handbuch der regionalen Geologie*, Bd. 7, 9. Abt. (Heidelberg).
- CASTANY, G. (1948): *Les fosses d'effondrement de Tunisie.* Ann. Mines Géol. n° 3 (Tunis).
- CLOOS, H. (1942): *Tektonische Bemerkungen über den Boden des Golfes von Aden.* Geol. Rdsch. 33 (Stuttgart).
- DESIO, A. (1929): *Prime notizie sulla costituzione geologica della Sirtica (Libia).* Boll. Soc. geol. ital. 47 [1928] (Roma).
- (1942): *Übersicht über die Geologie Libyens.* Geol. Rdsch. 33 (Stuttgart).
- EGERAN, E. N. (1947): *Tectonique de la Turquie et relations entre les unités tectoniques et les gîtes métallifères de la Turquie.* (Thomas, Nancy.)
- GLANGEAUD, L. (1932): *Etude géologique de la région littorale de la Province d'Alger.* Bull. Serv. Carte géol. Algérie, n° 8 (Bordeaux).
- (1935): *Le problème des massifs dits primaires du Nord de la province d'Alger.* Bull. Soc. géol. France 4 (Paris).
- GRANOTTIER, A. & SAINFELD, P. (1949): *Les gisements du plomb et de zinc en Tunisie.* Ann. Mines Géol. n° 5 (Tunis).
- JACOB, CH. (1945): *Quelques traits géologiques de la Turquie d'après Ernest Chaput.* Bull. Soc. géol. France 15 (Paris).
- KRENKEL, E. (1925–1938): *Geologie Afrikas* (Bornträger, Berlin).
- (1942): *Durch die Alten Massen Algeriens.* Geol. Rdsch. 33 (Stuttgart).

- LEUCHS, K. (1925): *Der asiatische Bau und seine Bedeutung für die Tektonik der Erde*. Cbl. Min. etc.
- LIPPARINI, T. (1940): *Tettonica e Geomorfologia della Tripolitania*. Boll. Soc. geol. ital. 59 (Roma).
- PARÉJAS, ED. (1940): *La tectonique transversale de la Turquie*. Rev. Fac. Sci. Univ. Istanbul 5 (Istanbul).
- (1943): *Les Alpides dans la région d'Istanbul. etc.* C. r. Soc. Phys. Hist. nat. (Genève).
- PARÉJAS, ED., AKYOL, I. & ALTINLI, E. (1942): *Le tremblement de terre d'Erzincan du 27 décembre 1939*. Rev. Fac. Sci. Univ. Istanbul 6 (Istanbul).
- PHILIPPSON, A. (1918): *Kleinasien*, in: *Handbuch der regionalen Geologie*, Bd. 5, 2. Abt. (Heidelberg).
- SALOMON, W. (1937): *Die Fortsetzung der Tonalelinie in Kleinasien*. Akad. Anz. Nr. 14, Akad. Wiss. (Wien).
- (1940): *Kurze Übersicht über den tektonischen Bau Anatoliens*. M.T.A., Nr. 5 (Ankara).
- SCHROEDER, J. W. (1944): *Essai sur la structure de l'Iran*. Eclogae geol. Helv. 37 (Basel).
- STAUB, R., (1926): *Über Gliederung und Deutung der Gebirge Marokkos*. Eclogae geol. Helv. 20, (Basel).
- (1928): *Der Bewegungsmechanismus der Erde* (Bornträger, Berlin).
- WISSMANN, V., H., RATHJENS, C. & KOSSMAT, F. (1942): *Beiträge zur Tektonik Arabiens*. Geol. Rdsch. 33 (Stuttgart).

E. EUROPA UND ALLGEMEINES

AMPFERER, O.: siehe LS., und

- (1937): *Über einige Grundfragen der Gebirgsbildung*. Jb. geol. Bundesanst. 87 (Wien).
- (1938): *Über den Begriff der tektonischen Leitlinien*. Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien 147 (Wien).
- (1944): *Über die Möglichkeit einer Gasdruck-Tektonik*. Sitz.-Ber. 153/154 (Wien).
- ARGAND, E. (1921): *Plissements précurseurs et plissements tardifs des chaînes de montagnes*. Actes Soc. helv. Sci. nat. 101^e Sess. Neuchâtel (Aarau).
- BERTRAND, L. (1935): *Les grandes régions géologiques du sol français* (Flammarion, Paris).
- BLUMENTHAL, M. (1935): *Antibetische Faltungen im Gibraltarbogen*. Geol. Rdsch. 26 (Stuttgart).
- (1949): *Estudio geológico de las cadenas costeras al oeste de Malaga, entre el rio Guadalhorce y el rio Verde*. Bol. Inst. Geol. Min. España 62 (Madrid).
- BLUMENTHAL, M. & FALLOT, P. (1935): *Observations géologiques sur la Sierra Arana entre Grenade et Guadix*. Mem. Soc. Espan. Hist. nat. 17 (Madrid).
- BORN, A. (1925): *Schwerezustand und geologische Struktur der Iberischen Halbinsel*. Abh. Senckenberg. naturf. Ges. 39 (Frankfurt).
- BUBNOFF, S. V. (1923): *Die Gliederung der Erdrinde*. Fortschr. Geol. und Palaeont. (Bornträger, Berlin).
- (ab 1926): *Geologie von Europa* (Bornträger, Berlin).
- (1941): *Einführung in die Erdgeschichte* (Bornträger, Berlin).
- CASTERAS, M. (1933): *Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales*. Bull. Serv. Carte géol. France 37, n° 189 (Paris).
- CLOOS, H. (1936): *Einführung in die Geologie* (Bornträger, Berlin).
- (1937): *Ergebnisse regionaler Schweremessungen im Oberrheintal*. Öl und Kohle, H. 44 (Berlin).
- (1939): *Hebung-Spaltung-Vulkanismus*. Geol. Rdsch. 30 (Stuttgart).
- DE LAUNAY, L. (1921): *Géologie de la France* (Collin, Paris).
- DESIO, A. (1949): *Geologia applicata all'ingegneria* (Hoepli, Milano).
- FALLOT, P. (1930): *Etat de nos connaissances sur la structure des chaînes bétique et subbétique (Espagne méridionale)*. Livre jub. centenaire Soc. géol. France 2 (Paris).
- (1942): *Remarques au sujet du Trias des Kabyliens*. C. r. Soc. géol. France (Paris).
- (1944a): *Tectonique hercynienne et tectonique alpine*. Bull. Soc. géol. France 14 (Paris).
- (1944b): *Observations sur la tectonique de la zone subbétique dans la Province de Murcie*. 14 (Paris).
- (1945): *Estudios geológicos en la zona subbetica entre Alicante y el Rio Guadiana Menor*. Cons. sup. Invest. Cientific (Madrid).
- (1948): *Les Cordillères Bétiques*. Estudios Geológicos No. 8 (Madrid).

- FOURMARIER, P. (1946): *Efforts tangentiels et efforts verticaux dans la tectogenèse*. Ann. Soc. géol. Belgique 69 (Liège).
- GAGNEBIN, E. (1934): *La durée des Temps géologiques*. Bull. Lab. Géol. etc. Univ. Lausanne, n° 52 (Lausanne).
- GÈZE, B. (1944): *La Montagne Noire*. Bull. Carte géol. France 44 (Paris).
- (1944): *Structure géologique du versant méridional de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales*. C. r. Accad. Sci. (Paris).
- GIGNOUX, M. (1950): *Géologie stratigraphique*. 4^e éd. (Masson, Paris).
- (1948): *Méditations sur la tectonique d'écoulement par gravité*. Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble 27 (Grenoble).
- HARRISON, J. & FALCON, N. (1934): *Collapse Structures*. Geol. Mag. 71 (London).
- HAUG, E. (1911): *Traité de Géologie* (Collin, Paris).
- HOERNES, R. (1903): *Bau und Bild der Ebenen Österreichs*, in: *Bau und Bild Österreichs* (Tempsky, Wien).
- HOLMES, A. (1930): *Radioaktivität und Geologie*. Verh. naturf. Ges. Basel 41 (Basel).
- (1931): *Radioaktivität und die thermische Geschichte der Erde*. Die Naturwissenschaften 19 (Berlin).
- JACOB, CH., FALLOT, P., ASTRE, G. & CIRY, R. (1927): *Observations tectoniques sur le versant méridional des Pyrénées centrales et orientales*. C. r. Congr. int. Géol. (Madrid).
- JACOB, CH. (1930): *Zone axiale versant sud et versant nord des Pyrénées*. Livre jub. centenaire Soc. géol. France (Paris).
- JONES, O. T. (1938): *On the evolution of a geosyncline*. Quart. J. Geol. Soc. London, 94 (London).
- KOBER, L. (1928): *Der Bau der Erde* 2. Aufl. (Bornträger, Berlin).
- (1931): *Das alpine Europa* (Bornträger, Berlin).
- KOSSMAT, F. (1936): *Paläogeographie und Tektonik* (Bornträger, Berlin).
- KRAUS, E. (1927): *Der orogene Zyklus und seine Stadien*. Cbl. Min. etc. (Stuttgart).
- (1928): *Das Wachstum der Kontinente nach der Zyklustheorie*. Geol. Rdsch. 19.
- (1951): *Vergleichende Baugeschichte der Gebirge* (Akademie-Verlag, Berlin).
- KUENEN, PH. H. (1935): *Geological interpretation of the Bathymetrical results. Snellius Exped.*, vol. V (Utrecht).
- LEUCHS, K. (1927): *Tiefseegräben und Geosynklinalen*. N. Jb. Min. etc., Pompecky-Festbd., Beilage-Bd. zu 58.
- RITTMANN, A. (1942): *Zur Thermodynamik der Orogenese*. Geol. Rdsch. 33 (Stuttgart).
- SCHMIDT, W. (1916): *Mechanische Probleme der Gebirgsbildung*. Verh. k. k. geol. R.-A. (Wien).
- (1925): *Gesteinsumformung*. Denkschr. naturhist. Mus. 3 (Wien).
- SCHWINNER, R. (1919): *Vulkanismus und Gebirgsbildung*. Z. Vulkanologie 5 (Berlin).
- *Zur Verwertung der Schwerestörungen für die tektonische Geologie*. Z. Geophys. 2, H. 4.
- (1924): *Scherung, der Zentralbegriff der Tektonik*. Cbl. Min. etc.
- SCHWINNER, R. (1933): *Die Konsequenz in der tektonischen Entwicklung, erläutert am Gebirgsbau Europas*. XVIth int. geol. Congr. (Washington).
- SIEBERG, A. (1932): *Erdbebengeographie*, in: *Handbuch der Geophysik*, Bd. 4 (Berlin).
- SOLÉ SABARIS, L. (1942): *Estado actual de nuestros conocimientos sobre los alpidos españoles*. Bol. Univ. (Granada).
- SOLÉ SABARIS, L. & FALLOT, P. (1946): *Observations sur la géologie du Haut Rio Bodurria. Sur le trias de la Sierra de Baza. Observations sur la tectonique de la Sierra de Baza. Sur les rapports des séries triasiques de la Sierra de Baza, avec la série métamorphique de la Sierra-Nevada*. C. r. Acad. Sci. Paris.
- SONDER, R. (1922): *Die erdgeschichtlichen Diastrophismen im Lichte der Kontraktionslehre*. Geol. Rdsch. 13.
- (1937): *Zur Theorie und Klassifikation der eruptiven vulkanischen Vorgänge*. Geol. Rdsch. 28.
- STAUB, R.: siehe LS., und
- (1928): *Der Bewegungsmechanismus der Erde* (Bornträger, Berlin).
- STILLE, H.: siehe LS., und
- (1935): *Der derzeitige tektonische Erdzustand*. Sitz.-Ber. preuss. Akad. Wiss. 13 (Berlin).
- SUËSS, ED.: siehe LS., und
- (1893): *Über neuere Ziele der Geologie*. Abh. naturf. Ges. Görlitz 20 (Görlitz).

- SUESS, ED. (1913): *Über Zerlegung der gebirgsbildenden Kraft*. Mitt. geol. Ges. 6 (Wien).
- DE TERRA, H. (1933): *Himalayan and alpine orogenies*. XVIth int. geol. Congr. (Washington).
- VIENNOT, P. (1927): *Recherches structurales dans les Pyrénées occidentales françaises*. Bull. Serv. Carte géol. France 30, n° 163 (Paris).
- WALTHER, J. (1923): *Geologie Deutschlands* (Neumann, Leipzig).
- WEBER, M. (1927): *Faltengebirge und Vorlandsbrüche*. Cbl. Min. etc.
- WENK, E. (1949): *Die Assoziation von Radiolarienhornsteinen mit ophiolithischen Erstarrungsgesteinen als petrogenetisches Problem*. Experientia 5 (Basel).
- WILSER, J. L. (1928): *Zur Geologie des europäischen und zentralasiatischen Südrussland*. Forsch. und Fortschr. (Berlin).
- ZAPLETAL, K. (1925): *Ergebnisse vergleichender tektonischer Studien über einige Orogene Europas*. Pril. Cas. Moravsk. musea, zemsk. R. 22, V Brně.

Karten

An geologischen Karten wurden benutzt:

Die bestehenden *Übersichtskarten* Italiens, Frankreichs, der Schweiz, Süddeutschlands, Österreichs, Ungarns, Jugoslawiens, Rumäniens, Bulgariens, Albaniens, der Türkei und Nordafrikas.

Die bestehenden *Spezialkarten* dieser Gebiete, besonders Italiens und der Alpenländer.

Bemerkung zu Tafel IV. Die tektonische Karte Italiens und seiner Nachbarschaften basiert auf den vorhandenen geologischen Karten dieser Gebiete und ist als meine eigene, auf langjährigen Studien gegründete Interpretation der bekannten Tatsachen aufzufassen. Sie geht damit auf die Arbeit und Erkenntnis ungezählter europäischer Geologen zurück, deren ich hier dankbar gedenke.

Beziehungen zwischen Fazies und Zeit

Von Walther K. Nabholz, Basel

Mit 3 Textfiguren und 1 Tafel (VI)

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Der Begriff „Fazies“	132
Das räumliche und das zeitliche Begriffssystem	135
Beispiele für heterochrone Schichtbildungen	139
Transgressions- und Regressionsfazies	139
a) Das basale Transgressionskonglomerat des belgischen Devons	139
b) Transgressionsfazies des südalpinen Lias	140
c) Transgressionsfazies der „Tourtia“	141
Kontinentale und paralische Lithofazies	141
a) „Magnesian Limestone-Series“ Englands und Buntsandstein	141
b) Oberdevon von NW-Pennsylvania (USA.)	143
c) Riff-Fazies im Perm von West-Texas und New Mexico (USA.)	143
Epikontinentale Lithofazies	144
a) Korallenfazies des Juras	144
b) Trias und Jura Südwest-Deutschlands und der Schweiz	146
Geosynklinale Lithofazies	147
a) Die Formation des „Bright Angel shale“ im Kambrium des Grand Canyon (USA.)	147
b) Bündnerschiefer und Flysch zwischen der Adula-Decke und dem Prätigau (Graubünden)	147
Zusammenfassung	155
Literatur	156
Fig. 1. Übersicht der heterochronen Schichtglieder im belgischen Devon.	139
Fig. 2. Schematisches Profil zur Darstellung der Lagerungsverhältnisse des Capitan Limestone in den Guadalupe Mountains	143
Fig. 3. Die heterochrone Korallenfazies im westlichen Jura	145
Tafel VI. Geologisches Profil vom Misox ins Prätigau (Graubünden).	

Der Begriff „Fazies“

Eine Betrachtung über die Beziehungen zwischen Fazies und Zeit erfordert in erster Linie Klarheit über die Verwendung des Begriffes Fazies. Die nachfolgenden Ausführungen sollen aufzeigen, wie vieldeutig die Bezeichnung Fazies sein kann, wenn sie nicht nach bestimmten Gesichtspunkten näher präzisiert wird. — Was verstehen wir in der Geologie unter Fazies? Wird diese Bezeichnung im weitesten Sinn angewandt, so kann sie sich auf jede bestimmte Ausbildungs- oder Erscheinungsform von Gesteinskomplexen beziehen und umfasst die Gesamtheit der anorganischen und organischen Charakteristika. Die „Fazies“ ist dann — in getreuer Anlehnung an die Bedeutung des lateinischen Wortes — das „Gesicht“ oder der Aspekt der betreffenden Gesteinskomplexe, und wie das menschliche Gesicht, so kann auch die Gesteinsfazies nach den verschiedensten Gesichtspunkten betrachtet, untersucht und beurteilt werden.

Vorerst ergibt sich — entsprechend der Haupteinteilung der Gesteine — die Trennung in *sedimentäre* und in *eruptive Faziestypen*. Im folgenden werden ausschliesslich sedimentäre Faziesfragen behandelt. Diese Beschränkung auf das Gebiet der Sedimente ist in der vorliegenden Studie durch die Wahl des bearbeiteten Stoffes bedingt; es sei aber nicht unterlassen, darauf hinzuweisen, dass auch die historische Entwicklung des Faziesbegriffes deutlich vom Gebiet der Sedimentgesteine ausgegangen ist. Erst viel später wurde der Begriff Fazies in Erweiterung des ursprünglichen Sinnes auf die Eruptivgesteine und besonders auch auf die *metamorphen Gesteine* übertragen.

Historisch betrachtet, kann die Anwendung des Faziesbegriffes in erster Linie auf den berühmten Erforscher des Juras, AMANZ GRESSLY (1814–1865), zurückgeführt werden¹⁾. Durch sorgfältige Naturbeobachtung und auf Grund seiner am Meer gewonnenen Anschauungen unterschied GRESSLY im Solothurner Jura eine pelagische, subpelagische, litorale, Korallen-, Spongien- und Schlammfazies. Er wies nach, dass die Ablagerungen einer bestimmten zeitlichen Stufe in ihrer horizontalen Verbreitung mehrfach ihre Fazies und damit auch ihren paläontologischen Charakter wechseln können; ferner zeigte er, dass aufeinanderfolgende Schichten von ungleichem Alter in gleicher Fazies auftreten können, so dass der Nachweis ihres Altersunterschiedes u. U. grosse Schwierigkeiten bereite. Auf diese Weise förderte GRESSLY nicht nur die Stratigraphie des Juras in wesentlicher Weise, sondern er trug vor allem auch dazu bei, die Bedeutung der Fazieserscheinungen für die stratigraphische Geologie aufzuzeigen.

Schon 1837 hatte C. PREVOST²⁾ vor AMANZ GRESSLY ähnliche Gedankengänge zum Ausdruck gebracht, indem er darauf hinwies, dass in jeder geologischen Epoche gleichzeitig pelagische, litorale, fluvio-marine, Süsswasser- und Landbildungen zur Ablagerung gelangt sein müssen. Dementsprechend lasse sich das Alter einer Ablagerung aus dem Gesteinscharakter nicht ableiten.

Auf Grund dieses historischen Hinweises sehen wir, dass der Begriff Fazies in seiner ursprünglichen Bedeutung nur in Verbindung zu einer bestimmten stratigraphischen Einheit gebraucht wurde. Wenn deshalb „Fazies“ im Sinne der Begründer dieser Bezeichnung verwendet wird, so muss die Beziehung zur Zeit, die a priori zu jeder stratigraphischen Betrachtung gehört, miteinbegriffen sein. Wir kommen deshalb zu der in den meisten stratigraphischen Lehrbüchern enthaltenen

¹⁾ GRESSLY, A. (1838–1841): *Observations géologiques sur le Jura soleurois*. Extrait Nouv. Mém. Soc. helv. Sci. nat., 2, 4, 5, Genève.

²⁾ C. PREVOST (1840): in: Bull. Soc. géol. France 1 [XII], p. 66.

Definition, dass man unter Fazies jede Ausbildungs- oder Erscheinungsform, d.h. die Gesamtheit der anorganischen und organischen Charakteristika einer in einer bestimmten Zeitspanne erfolgten Ablagerung versteht. In diesem ursprünglichen Sinne betrachtet, würde die Bezeichnung Fazies nur dann richtig angewendet sein, wenn sie sich auf Sedimente eines bestimmten Zeitraumes bezieht, deren Ausbildungsform oder Ablagerungsmilieu näher präzisiert werden soll. Auch in dieser Beschränkung handelt es sich noch um einen sehr weiten Begriff, denn er kann ebensowohl die Ausbildung der Sedimente betreffen, als auch den Charakter der von ihnen eingeschlossenen organischen Reste. Man kann von Kalk- oder Tonfazies sprechen, von pelagischer oder litoraler Fazies, ebensogut aber auch von Cephalopoden- oder Brachiopoden-Fazies.

Aus diesen einführenden Bemerkungen geht hervor, dass der Begriff Fazies heute verschieden aufgefasst werden kann, und zwar:

1. entsprechend der etymologischen Bedeutung des Wortes ohne Bezugnahme auf eine bestimmte stratigraphische Einheit. In diesem weitesten Sinne verwendet, kann jede bestimmte Ausbildungs- oder Erscheinungsform eines Gesteinskomplexes als bestimmte Fazies bezeichnet werden.

2. entsprechend dem Sinn, der dem Begriff Fazies von seinen Begründern GRESSLY und PREVOST zuerkannt wurde, d. h. in Verbindung zu einer bestimmten stratigraphischen Einheit, die in verschiedenen Gebieten in verschiedener (oder gleicher) Ausbildung entwickelt sein kann.

Von amerikanischer Seite ist in neuerer Zeit der Vorschlag gemacht worden, die in der obigen Gegenüberstellung sub 1. genannte Bedeutung des Begriffes Fazies als **Lithofazies** zu bezeichnen (vgl. R. C. MOORE, 1949 b, p. 16). Ich halte diesen Vorschlag für gut, denn der ohne Bindung zur stratigraphischen Stellung verwendete Begriff scheint mir mit der Bezeichnung Lithofazies deutlich gekennzeichnet zu sein, da ja die Lithologie — ein Begriff, der mit dem gleichen Wortstamm gebildet wird — die gesamte Gesteinswelt umfasst, und zwar ohne Beziehung zu ihrer stratigraphischen Stellung. Dieser Vorschlag hat ferner den Vorteil, dass dadurch „Fazies“ wieder ausschliesslich im ursprünglichen Sinn verwendet werden könnte.³⁾

Es ist recht aufschlussreich, im folgenden noch weiter auf die amerikanische Literatur einzugehen, in der in den letzten Jahren das Thema Fazies immer wieder auftaucht und in zahlreichen Erörterungen praktischer, theoretischer oder nomenklatorischer Natur und in oft scharfen Diskussionen behandelt wird. Als Beispiel sei auf den Band „Memoir 39, 1949“ der „Geological Society of America“ hingewiesen, der unter dem Titel „*Sedimentary Facies in Geological History*“ die Vor-

³⁾ Nicht unterlassen sei hier der Hinweis, dass auch der Begriff „Lithofazies“ — wie die meisten übrigen faziellen Begriffe — nicht in einem einzigen, übereinstimmend definierten Sinn verwendet wird. Während in der oben sub 1. gegebenen Definition (entsprechend MOORE, 1949b) „Lithofazies“ die physikalisch-chemischen (petrographischen) Elemente und die Organismen eines Gesteinskomplexes umfasst, d. h. also seinen gesamten lithologischen Aspekt, wurde „Lithofazies“ von andern Autoren auch gebraucht, um nur die physikalisch-chemischen (petrographischen) Eigenschaften eines Gesteinskomplexes zu charakterisieren (LOWMAN, S. W., 1946, *Recent clastic sediments project*, Am. Assoc. Petr. Geol., Research committee Rept., Dec. 1946, p. 10, ferner: KAY, MARSHALL, 1947, *Analysis of stratigraphy*, Am. Assoc. Petr. Geol., Bull., 31, p. 165, und: KRUMBEIN, W. C., 1948, *Lithofacies maps and regional sedimentary-stratigraphic analysis*, Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 32, p. 1923). In dieser Einschränkung wird aber u. E. der Begriff „Lithofazies“ seinem etymologischen Sinn nicht gerecht. MOORE (1949b, p. 17) hat deshalb vorgeschlagen, in diesem Fall von „Physiofazies“ zu sprechen; der Begriff „Lithofazies“ liesse sich dann unterteilen in „Physiofazies“ einerseits und „Biofazies“ andererseits.

träge und Diskussionen der Tagung enthält, die am 11. November 1948 in New York abgehalten wurde und ausschliesslich diesem Thema gewidmet war.

Die in diesem Band enthaltene Arbeit von L. L. SLOSS, W. C. KRUMBEIN & E. C. DAPPLES (1949) gibt eine Übersicht einiger neuerer nomenklatorischer Vorschläge zur Verwendung des Terminus Fazies. Bereits erwähnt wurde der Name Lithofazies zur Kennzeichnung des gesamten physikalischen und organischen Charakters eines Gesteins.

Eine Lithofazies würde sich nach einem Vorschlag von WELLS⁴⁾ aus einem oder mehreren Lithotopen zusammensetzen; diese würden also für die Charakterisierung einzelner der Lithofazies untergeordneter Schichthorizonte verwendet, in dem Sinn, dass die Komponenten, aus denen ein Sedimentgestein zusammengesetzt ist, vollständig erfasst sind. Aus der Kennzeichnung durch Lithotope sollen sich die jeweiligen Ablagerungsbedingungen im Detail interpretieren lassen.

Für die Charakterisierung einer Schichtgruppe nach der Assoziation der Organismen wird heute öfters der Terminus **Biofazies** verwendet.

Eine Biofazies kann nach einem Vorschlag von HESSE, ALLEE & SCHMIDT⁵⁾ aus einem oder mehreren Biotopen bestehen. Ein Biotop umfasst also ein Gebiet, in welchem dieselben ökologischen Bedingungen und dieselbe Fauna und Flora herrschen. Die Grenze bestimmter Biotope und Lithotope können zusammenfallen oder sich überschneiden, und das gleiche gilt naturgemäss auch für die Grenzen einer bestimmten Lithofazies und einer bestimmten Biofazies.

Schliesslich haben SLOSS, KRUMBEIN & DAPPLES den Begriff des Tektotops eingeführt. Ein oder mehrere Tektotope werden zu einer **Tektofazies** zusammengefasst. Diese beiden Termini sollen über den tektonischen Charakter des Ablagerungsraumes Auskunft geben, in dem Sinn, ob der Bildungsraum zu einem Schelf gehörte, ob es sich um eine Geosynklinale handelte usw. Die genannten Autoren definieren ein Tektotop als Schicht oder Schichtfolge, deren Ablagerung in einem gemeinsamen tektonischen Raum stattgefunden hat. So würde z. B. eine Abfolge von Grauwacken, Kieselschiefern und Hornsteinen einen „geosynklinalen“ Tektotop bilden; eine Folge von kiesigen Sandsteinen, Tonschiefern und Kalken könnte zu einem „Schelf-Tektotop“ zusammengefasst werden. Dieselben Autoren definieren nun weiter, dass mit „Tektofazies“ eine Schichtgruppe bezeichnet werden könne, die aus einem oder mehreren Tektotopen besteht. Beispielsweise könne eine stratigraphische Einheit in einem bestimmten Gebiet aus einem Becken-Tektotop allein aufgebaut sein; diese stratigraphische Einheit würde dann eine Becken-Tektofazies bilden. Oder aber — um ein anderes Beispiel zu nennen — sei eine bestimmte Einheit angenommen, die zu 60% aus einem Becken-Tektotop und zu 40% aus einem Schelf-Tektotop besteht; diese Einheit würde dann als Becken-Schelf-Tektofazies bezeichnet (SLOSS, KRUMBEIN & DAPPLES, 1949, p. 96). Tektofazies, Lithofazies und Biofazies können gemeinsame Grenzen aufweisen, die Grenzen können sich aber auch gegenseitig überschneiden.

Eine kritische Betrachtung über den Wert einzelner der genannten nomenklatorischen Neuschöpfungen liegt nahe und erscheint im Gefolge der Diskussionen über die Faziesprobleme auch in den amerikanischen Zeitschriften immer wieder. Es entspricht aber nicht dem Zweck der vorliegenden Arbeit, auf diese Diskussionen näher einzutreten, sondern es soll hier lediglich aufgezeigt werden, dass Faziesprobleme gegenwärtig in Amerika in verschiedenster Hinsicht behandelt und diskutiert werden. Immerhin sei an diesen Ausblick die Feststellung geknüpft, dass leicht verständliche Begriffe, wie Lithofazies und Biofazies, in einer geologischen Beschreibung zur unkomplizierten Präzisierung beitragen können. Anders

⁴⁾ WELLS, J. W. (1947): *Provisionel paleoecological analysis of the Devonian rocks of the Columbus region*. Ohio Jour. Sci. 47, p. 119.

⁵⁾ HESSE, R., ALLEE, W. C. & SCHMIDT, K. P. (1937): *Ecological animal geography*, New York, p. 135.

aber verhält es sich mit Begriffen wie denjenigen eines Lithotops, eines Biotops, ganz abgesehen vom Tektotop. Denn Unterabteilungen einer Lithofazies oder einer Biofazies lassen sich auch ohne Verwendung dieser Begriffe in einfachen Worten umschreiben, und deshalb scheint sich uns die Einführung neuer Wortschöpfungen, die zudem in allgemeingültiger Fassung kaum exakt definiert werden können, hiefür zu erübrigen.

In besonderem Maße sprechen ähnliche Überlegungen gegen die Verwendung der Begriffe Tektotop und Tektofazies, die oben in freier Übersetzung erläutert wurden. Denn die Grundlagen, nach denen ein Tektotop oder eine Tektofazies ausgeschieden werden sollen, sind in vielen Fällen unsicher und keineswegs eindeutig. In erster Linie handelt es sich darum, eine bestimmte Sedimentationsform nach genetischen und paläogeographischen Gesichtspunkten zu interpretieren. Auf welche Weise dies geschehen kann, hat J. TERCIER (1939) umfassend dargelegt. Ob aber für diese Klassifizierung nach genetischen und paläogeographischen Kriterien der Name „Tektofazies“ glücklich gewählt ist, scheint mir recht fraglich zu sein.

Es bleibt jedenfalls abzuwarten, ob sich Begriffe wie Tektofazies und Tektotop, Lithotop und Biotop wirklich einbürgern werden.

Das räumliche und das zeitliche Begriffssystem

Das Studium der Faziesprobleme führt uns mitten in die Grundfragen der Stratigraphie, und es lässt sich dabei sofort erkennen, dass wir es für unsere Betrachtungen im wesentlichen mit zwei geologischen Begriffssystemen zu tun haben, auf der einen Seite einem räumlichen und auf der andern Seite einem zeitlichen. Diese beiden Begriffssysteme miteinander in Übereinstimmung zu bringen, ist eine der wichtigsten Aufgaben der Stratigraphie. Aber auch jede Untersuchung über Fragen der Fazies muss auf diesen beiden Begriffssystemen aufbauen. Es sei deshalb nicht unterlassen, vorerst die Terminologie des räumlichen und des zeitlichen Systems so weit zu behandeln, als es für die nachfolgenden faziellen Betrachtungen erforderlich ist. Wir müssen uns dabei klar sein, dass zahlreiche Stratigraphen derartige Exkurse über Termini und ihre Klassifikation vermeiden, wohl in der Absicht, die bestehende Fülle oder Überfülle von Bezeichnungen und Definitionen nicht noch weiter zu vermehren. So schreibt SCHINDEWOLF in der soeben erschienenen 3. Auflage seiner „Grundlagen und Methoden der paläonthologischen Chronologie“ (1950):

„Wie auch schon O. SEITZ (1931) halte ich eine strenge terminologische Scheidung zwischen einem zeitlichen und einem räumlichen Begriffssystem, wenn auch nicht für undurchführbar, so doch aber für überflüssig. Aus einer solchen haarspaltenden Zergliederung ist der folgende Wust grösstenteils entbehrlicher Namen und Begriffe entstanden: Periode, Bioperiode, Epoche, Bioepoche, Subepoche, Etage, Alter, Assise, Biozone, Faunizone, Plethozone, Hemere, Zoehemere, Plethohemere, Aurora, Moment, Band, Helikie, Spross, Säkulum, Phase, Epibole, Chron, Geochron, Biochron, Teilchron, Aeon, Subära, Abteilung, Serie, Subserie, Sektion, Verband, Gruppe, Magnafazies, Beds, Member, Sequence usw., durch die sich kaum noch jemand durchfinden kann, mit denen vor allem niemand praktisch arbeitet und niemandem gedient ist. Teilweise überdecken sie sich, andernteils sind sie in verschiedenem Sinne angewandt worden und stiften nur Verwirrung.“ — Es scheint mir, SCHINDEWOLF gehe mit seinem ablehnenden Urteil zu weit. Für einen Teil der von ihm zitierten Ausdrücke trifft seine negative Kritik sicher zu, andere

der zitierten Begriffe aber werden gleichwohl immer wieder verwendet, und gewiss nicht allein aus Sucht oder Freude an wenig gebräuchlichen Ausdrücken. Gerade aus der Vielfalt, mit der in dieser Hinsicht der geologische Wortschatz von den verschiedensten Seiten zu bereichern gesucht wird, geht hervor, dass die allgemein gebräuchlichen Ausdrücke nicht exakt genug gefasst sind.

Recht aufschlussreich ist in diesem Zusammenhang das Studium der neueren amerikanischen Literatur. Wir finden hier eine den obigen Ausführungen SCHINDEWOLFS diametral entgegenlaufende Auffassung. In der Fülle der amerikanischen Publikationen, die diesen terminologisch-systematischen Fragen gewidmet sind, vermisst man indessen häufig den Hinweis, dass bereits am Internationalen Geologenkongress in Bologna, 1881, dasselbe Thema grundlegend behandelt wurde. Damals wurde empfohlen, folgende Gliederung des stratigraphischen Systems zu befolgen:

Chronologische Einheiten	Stratigraphische Einheiten	Beispiel
Ära (Ere, Era)	(Gruppe ⁶⁾)	Mesozoikum
Periode (Période, Period)	System (Système, System)	Jura (Jurassique)
Epoche (Epoque, Epoch)	Serie ⁷⁾ (Série, Series)	Lias
Alter (Age, Age)	Stufe (Etage, Stage)	Hettangien

Einer besonderen Erwähnung bedarf das Wort „*Formation*“, das im Deutschen sehr häufig an Stelle von „*System*“ gebraucht wird. Dieser Terminus wurde 1762 von FUECHSEL erstmals verwendet, und zwar in räumlichem und datierendem Sinn. Später verwendete die WERNERSche Schule in Deutschland und CUVIER und BRONGIART in Frankreich „*Formation*“ nur noch in räumlichem, lithologischem Sinn. Die letztere Bedeutung des Terminus „*Formation*“ wurde auch vom Internationalen Geologenkongress in Bologna befürwortet und setzte sich im französischen und englischen Sprachgebrauch durch.

Was nun die Stufenbezeichnungen anbelangt, die durch eine entsprechende internationale Konvention durch die Wortendung „*ien*“ (italienisch: „*iano*“, englisch: „*ian*“) gekennzeichnet sind, so stammt eine wichtige, leider oft vergessene Ergänzung von MUNIER-CHALMAS und A. LAPPARENT⁸⁾. Diese Autoren machten darauf aufmerksam, dass die aus bestimmten Faziesentwicklungen abgeleiteten Stufennamen auf den Entwicklungstypus beschränkt werden müssen, dem sie ursprünglich entnommen wurden. So sind für das marine und das produktive Karbon gesonderte Stufenbezeichnungen zu verwenden, ebenso für die germanische und die alpine Ausbildung der Trias usw.

Wenn wir nun nach diesem Hinweis auf die Konventionen, die seit dem Internationalen Geologenkongress in Bologna bestehen, wieder zur neueren amerikanischen Literatur zurückkommen, so muss besonders die 1946 gegründete „*American Commission on Stratigraphic Nomenclature*“ erwähnt werden, in der sämtliche wichtigeren geologischen Institutionen Amerikas vertreten sind. Als Aufgaben

⁶⁾ Die Anwendung des Begriffs „*Gruppe*“ im hier genannten Sinn hat sich nicht durchgesetzt und wird heute mit Vorteil weggelassen.

⁷⁾ Es ist nicht verwunderlich, dass der Begriff „*Serie*“ keineswegs nur in der obengenannten Beschränkung angewendet wird. „*Serie*“ gehört eben zum allgemein gebräuchlichen Wortschatz und in diesem Sinne wird eine beliebige zusammengehörige Schichtfolge häufig als „*Serie*“ gekennzeichnet, unabhängig von der Zeitspanne, den die betreffende „*Serie*“ umfasst.

⁸⁾ MUNIER-CHALMAS et A. DE LAPPARENT (1894): *Note sur la nomenclature des terrains sédimentaires*. Soc. géol. France [3] 21, p. 438—488.

dieser Kommission werden genannt: die Aufstellung von stratigraphischen Prinzipien, die Empfehlung des Vorgehens bei der Klassifikation und Nomenklatur von stratigraphischen Einheiten, die Revision bestehender stratigraphischer Klassifikationen und Benennungen usw. Die Kommission empfahl, die stratigraphische Einteilung nach 3 Klassen vorzunehmen, und es ist bemerkenswert, dass diese Einteilung in der neueren amerikanischen Literatur durchwegs befolgt wird. Diese 3 Klassen werden folgendermaßen ausgeschieden:

1. Die „time-units“ — die wir am besten als **„Chronologische Einheiten“** bezeichnen können — für die Einteilung nach der geologischen Zeitskala. Unter diesen Begriff fallen die in der obenstehenden Tabelle genannten Termini Aera, Periode, Epoche, Alter.

2. Die „time-rock units“ (oder „time-stratigraphic units“), für die sich im deutschen Sprachgebrauch die international verständliche Bezeichnung **„Chronolithologische Einheiten“** eignen würde. Zu dieser Klasse gehören die eigentlichen stratigraphischen Einheiten, die wir entsprechend der internationalen Konvention von Bologna als Systeme, Serien und Stufen benennen.

3. Die „rock units“, die im Deutschen den Namen **„Lithologische Einheiten“** erhalten könnten. Die Einteilung in diese 3. Klasse erfolgt also ohne Berücksichtigung des Faktors Zeit. Als lithologische Einheiten könnten in Anlehnung an den amerikanischen Sprachgebrauch die Termini Schichtgruppe, Formation und Schichtglied (= member) gelten, ferner die gebräuchlichen Bezeichnungen für Detailscheinungen, nämlich Schichtlinse, Gesteinshorizont, Schichtlage usw. Durch die Ausscheidung dieser „rock units“ oder „lithologischen Einheiten“ ergänzt das vorliegende Einteilungsschema das weiter oben gegebene, seit dem internationalen Geologenkongress in Bologna bestehende Klassifikationssystem in einem sehr wichtigen Punkt. Denn bei geologischen Geländeaufnahmen, speziell beim Kartieren, sind es in erster Linie die lithologischen Einheiten, bzw. deren Grenzen, die wir fassen können. Scharfe Altersgrenzen sind selten und haben meistens nur lokale Ausdehnung. Durch paläontologische und stratigraphische Interpretation der lithologischen Einheiten gelingt es in den meisten Fällen, im definitiven Kartenbild eines aufgenommenen Gebietes chrono-lithologische Einheiten auszuscheiden; aber wir müssen uns klar sein, dass die Grenzen zwischen solchen chrono-lithologischen Einheiten gewöhnlich nur lithologischer Natur sind.

Unverkennbar ist heute die Tendenz zu weiterem Ausbau einer rein lithologischen Systematik der Sedimentgesteine (siehe z. B. AUG. LOMBARD, 1949). Diese Bestrebungen sind wichtig, sie dürfen aber nicht Selbstzweck bleiben, denn ein Kartenbild, das nur lithologische Einheiten ausscheidet, wird in wissenschaftlicher Hinsicht in den meisten Fällen weniger Bedeutung haben als ein solches, in dem die altersmässige Interpretation mitinbegriffen ist.

Ich bin mir bewusst, dass durch eine Besprechung dieser Fragen der Terminologie und der Klassifikation die Geologie substantiell nicht bereichert wird. Derartige Betrachtungen haben aber doch einen Sinn, und zwar im wesentlichen aus folgenden Gründen: Es handelt sich dabei um Begriffe, die bei stratigraphischen Arbeiten ständig verwendet werden müssen, die gewissermassen zum Hausgebrauch jedes Geologen gehören. Doch scheint es mir, es sei kaum von der Hand zu weisen, dass zahlreiche Geologen, die diese Termini verwenden, sich nicht völlig im klaren sind über deren exakte Bedeutung, bzw. über den Sinn, in dem sie u. U. von andern aufgefasst werden können. Gerade dies führte zum heutigen Zustand, der dadurch gekennzeichnet ist, dass Begriffe wie Fazies, Formation, Serie usw. in verschiedenem Sinne verwendet werden. Dies wird sich natürlich nie ganz vermeiden lassen; ich bin aber doch der Meinung, dass bei uns heute das

Ausmass dieser Erscheinung zu gross ist. Jedenfalls bin ich überzeugt, dass es für uns Westeuropäer heute leichter ist, die amerikanische Literatur inhaltlich zu erfassen und uns über die dort beschriebenen geologischen Erscheinungen ein Bild zu machen, als umgekehrt für einen Amerikaner, unsere heutige Literatur zu verstehen.

Nach dieser einleitenden Begriffsklärung sollen nun im folgenden die Beziehungen zwischen den chronologischen und den lithologischen Einheiten näher betrachtet werden. Diese Beziehung herzustellen, liegt — wie eingangs erwähnt — im Wesen jeder stratigraphischen Untersuchung. Welche Rolle dabei der Lithofazies zukommt, sei im Rahmen der vorliegenden Arbeit näher beleuchtet.

Gehen wir aus vom Beispiel der normalen Schichtfolge, in welcher eine bestimmte stratigraphische Stufe (chrono-lithologische Einheit) in räumlich relativ regelmässiger Verteilung die gleichen, bzw. gleichwertige Leitfossilien enthalte. Der einfachste Fall wird der sein, dass diese stratigraphische Stufe in gleichbleibender Lithofazies ausgebildet ist. Häufig ist aber auch — wie wir seit GRESSLY wissen — der Fall verwirklicht, dass sich die Fazies in der gleichen stratigraphischen Stufe seitlich verändert und seitlich in eine chronologisch entsprechende stratigraphische Stufe überleitet (Beispiel: Argovien-Rauracien). Trifft das letztere zu, so besteht ferner die Möglichkeit, dass sich die gleiche Lithofazies schräg durch mehrere stratigraphische Stufen hindurch fortsetzt. Eine derartige Lithofazies ist also dadurch gekennzeichnet, dass darin die Linien gleicher Zeit (= Isochronen) mit den Linien gleicher Lithofazies (= Lithotope) nicht parallel laufen, sondern sich kreuzen.

Diese Erscheinung wird u. a. auch in der neueren amerikanischen Literatur in verschiedenen Beispielen beschrieben und hat nach einem Vorschlag von CASTER⁹⁾ den Namen „Magnafazies“ erhalten; einzelne Kompartimente einer Magnafazies, die durch zwei aufeinanderfolgende Isochronen herausgeschnitten werden und somit einer bestimmten kurzen Zeitspanne angehören (z. B. einer stratigraphischen Stufe), werden „Parvafazies“ genannt. Diese Benennungen scheinen mir aber unglücklich gewählt, denn aus „magna“ und „parva“ geht die Beziehung zur Zeit nicht hervor. Im Sinne einer allgemeinen Verständlichkeit halte ich es für einfacher, statt von einer „Magnafazies“ von einer „heterochronen Lithofazies“ zu sprechen. Die Anwendung des Begriffs „heterochrone Lithofazies“ macht die Kenntnis einer bestimmten Definition unnötig (sie erheischt höchstens die Konsultation eines griechischen Dictionärs). Auch von der Verwendung des Begriffs „Parvafazies“ darf dann abgesehen werden, indem zeitlich begrenzte Kompartimente einer heterochronen Lithofazies das Äquivalent einer sog. „Parvafazies“ bedeuten würden.

Aus dem Gesagten geht hervor, dass für ein in einer bestimmten Lithofazies ausgebildetes Schichtglied, das lediglich in einem seitlich beschränkten Raum durch Fossilvorkommen datiert werden kann, nicht von vornherein über seine ganze seitliche Erstreckung gleiches Alter angenommen werden darf. Es ist möglich, dass sich die betreffende Lithofazies am einen Ort früher bildete als am andern, d. h. also — auf das ganze Schichtglied betrachtet —, dass sich dieselbe Lithofazies im Laufe der Zeit sukzessive seitlich verlagerte.

Beispiele für derartiges Verhalten der Lithofazies lassen sich stratigraphisch nachweisen und werden im folgenden Teil der vorliegenden Arbeit beschrieben. Die Beispiele sind aus verschiedenen Faziesräumen gewählt, um dadurch auf-

⁹⁾ CASTER, K. E. (1934): *The stratigraphy and paleontology of northwestern Pennsylvania*, Bull. Am. Paleont., 21, no. 71, p. 19.

zuzeigen, dass das Auftreten heterochroner Schichtglieder weder an eine bestimmte Lithofazies noch an ein bestimmtes Ablagerungsmilieu gebunden ist.

Beispiele für heterochrone Schichtbildungen

Transgressions- und Regressionsfazies

Bei Transgressionen und Regressionen entstehen immer dann heterochrone Schichtglieder, wenn die Verlagerung eines Küstensaumes nicht in der Folge plötzlicher Ereignisse auftritt, sondern durch weiträumige, langsame und lange Zeit währende Verbiegungen der Erdkruste bedingt ist. Im letztgenannten Fall wird sich der Küstensaum kontinuierlich verlagern. Die dabei entstehenden Transgressions- oder Regressionsbildungen können ein zusammenhängendes Schichtglied bilden, dem in Richtung des fortschreitenden Küstensaumes sukzessive jüngerer Alter zukommt. Die durch solche Schichtglieder verlaufenden Isochronen entsprechen der jeweiligen Lage des Küstensaumes zu einem bestimmten Zeitpunkt.

a) Das basale Transgressionskonglomerat des belgischen Devons¹⁰⁾

Im belgischen Devon zwischen den Ardennen und Brabant finden wir ein charakteristisches Beispiel für derartige heterochrone Transgressions- und Regressionsbildungen. In der Folge der kaledonischen Orogenese, welche die Sedimente des Kambriums und Silurs erfasste, bildete sich im ältesten Devon — im

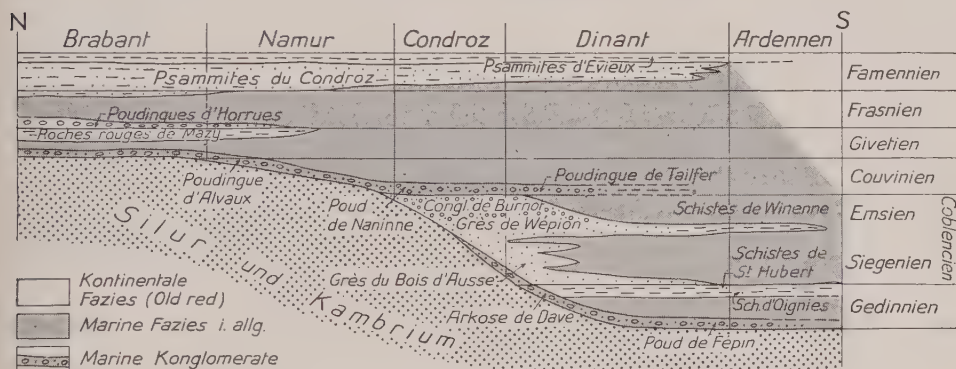


Fig. 1. Übersicht der heterochronen Schichtglieder im belgischen Devon.

(Nach M. LERICHE, E. ASSELBERGHS und persönlichen Angaben von AUG. LOMBARD.)

Gedinnien — in den Ardennen ein Meeresbecken. Nach P. FOURMARIER (1934) dürfte sich zu dieser Zeit die nördliche Küste dieses Meeresbeckens im Querschnitt der Maas zwischen Givet und Dinant in ESE—WNW-Richtung erstreckt haben. Die andauernde Abtragung des nördlichen Festlandes führte zur Bildung eines marinen Transgressionskonglomerates, das heute in Form der „Poudingues de Fépin“ vorliegt (vgl. Fig. 1). (Fépin liegt an der Maas, ca. 15 km S Givet.) Wie aus Figur 1 hervorgeht, griff die Transgression — vom untern Gedinnien ausgehend — allmählich gegen N über. Im oberen Gedinnien und im Siegenien hatte die nörd-

¹⁰⁾ Prof. AUG. LOMBARD aus Bruxelles hat mir brieflich zahlreiche wichtige Angaben zukommen lassen, die ich bei der Ausarbeitung des Abschnitts über das belgische Devon und der zugehörigen Fig. 1 verwerten konnte. Ich möchte ihm hierfür auch an dieser Stelle meinen herzlichen Dank aussprechen.

liche Küste des Meeresarmes eine Linie erreicht, die in E--W-Richtung N von Dinant angenommen werden muss. Ins Siegenien und ins Emsien fallen dann zeitweilige Regressionen dieses Meeresarmes; im nördlichen Teil des Beckens von Dinant und in der anschliessenden überschobenen Zone von Condroz wird das Siegenien und Emsien durch die in kontinentaler Old red-Fazies ausgebildeten „Grès du Bois d'Ausse“, die „Grès de Wépion“ und das „Conglomérat de Burnot“ repräsentiert, die den kambrisch-silurischen Sockel und die in der vorausgegangenen Transgressionsphase entstandenen Sedimente überlagern. Vom Couvinien an rückt das Meer wieder in kontinuierlicher Transgression gegen N vor. Ausgehend von den im Gebiet des Beckens von Dinant gelegenen „Poudingues de Tailfer“ spiegelt sich das Vorrücken des Meeresarmes wieder im Transgressionskonglomerat der „Poudingues de Naninne“ (Gebiet der Zone von Condroz), die sich in die „Poudingues d'Alvaux“ fortsetzen. Letztere liegen im Gebiet des heutigen Beckens von Namur. Das Transgressionskonglomerat kann aber noch weiter gegen N bis in das Gebiet von Brabant verfolgt werden, wo es als Givetien zu datieren ist (siehe Fig. 1).

Zusammenfassend sehen wir, dass sich das im untersten Devon in den Ardennen gebildete Meeresbecken durch das untere und mittlere Devon hindurch gegen N ausdehnte. Wir dürfen dabei allerdings nicht an einen völlig kontinuierlichen Vorgang denken, der wie ein Uhrwerk abläuft, sondern müssen die beiden sekundären Regressionsphasen im Siegenien und im Emsien mitberücksichtigen. Dominierend bleibt aber die gegen N gerichtete Transgression. Die Ursache hiefür liegt in der allmählichen Senkung des Meeresuntergrundes, die — wie erwähnt — durch die beiden sekundären Emersionsphasen im Siegenien und Emsien unterbrochen wird. Der Betrag der Senkung wurde durch die fortwährende Sedimentation weitgehend kompensiert, so dass es nie zur Ausbildung einer tiefmeerischen Fazies kam. In dem durch diese Feststellung beschränkten Sinn liegen also geosynklinale Verhältnisse vor. Den Beweis für die gegen N gerichtete Verlagerung des nördlichen Küstensaumes dieses Meeresarmes bildet das Basistransgressionskonglomerat, das um so jünger ist, je weiter nördlich es zur Ablagerung gelangte. Obwohl eine bestimmte Stelle dieses Transgressionskonglomerates jeweils einem ganz bestimmten Alter entspricht, umfasst es — wenn wir die in kontinentaler Fazies ausgebildete Regressionsphase im Coblencien mit einrechnen — in seiner gesamten S—N-Erstreckung einen Zeitraum, der vom untersten Gedinien bis mindestens zum Givetien reicht. Diese Zeitspanne ist sehr beträchtlich und kann etwa mit der Dauer des gesamten Jura verglichen werden.

b) *Transgressionsfazies des südalpinen Lias*

Auch in der Schweiz finden wir ein interessantes Beispiel einer Transgression, die einen längeren Zeitabschnitt umfasst. Es handelt sich um die Liastransgression südlich des Luganersees. Die Transgressionsfazies wird durch mittelkörnige Kalk- und Echinodermenbreccien von weisser, gelblicher oder rötlicher Farbe repräsentiert, durch kieselfreie Kalke in denselben Farben, ferner durch grobe Breccien aus Hauptdolomitfragmenten. Den bekanntesten Gesteinstyp dieser Serie bildet wohl der Brocatello d'Arzo. Dem Basler ALFRED SENN (1924) kommt in erster Linie das Verdienst zu, diese Transgression exakt datiert zu haben. Für die Alterszuweisung benutzte er einesteils die autochthonen Ammonitenfaunen, die sich an einzelnen Punkten finden, andernteils aber ging SENN von der Mächtigkeit des Kieselkalks aus, der zwischen den Transgressionsgesteinen und dem als Zeitmarke fungierenden Domérien eingeschaltet ist. SENN betrachtet die jeweilige Mächtigkeit dieses zwischengeschalteten Kieselkalks als wichtigen Hinweis für das relative Alter

der Transgression. Es darf aber nicht ausser acht gelassen werden, dass grösste Vorsicht geboten ist, wenn aus Unterschieden in der Schichtmächtigkeit auf Unterschiede in der Sedimentationsdauer der betreffenden Ablagerung geschlossen wird. Das Sedimentationsvolumen ist in erster Linie eine Funktion der paläogeographischen Verhältnisse und nur in sehr untergeordnetem Maße von der Zeitdauer abhängig. Immerhin kann zu Gunsten der Argumentation von SENN festgestellt werden, dass sich die Schichtmächtigkeit des Kieselkalks — bei recht konformer paläogeographischer Situation — auf kürzeste Distanz sehr stark verändert, ferner, dass diese Veränderungen in der Schichtmächtigkeit nicht als einziges Indiz für die Bestimmung des jeweiligen Alters der Transgressionsbildungen im Liegenden benutzt werden, sondern lediglich zur Ergänzung der nicht sehr zahlreichen paläontologischen Anhaltspunkte.

Nach den Angaben von SENN fand die Transgression im Domérien ihr Ende. Zu dieser Zeit wurde die Hauptdolomit-Landoberfläche im Gebiet zwischen Arzo—Ligornetto—Besazio—Tremona unter Wasser gesetzt. Von hier aus können wir der Transgression gegen E, N und W nachgehen. Gegen E gelangen wir dabei ins 3 km E Arzo gelegene Gebiet des Generoso, und auf dieser Strecke geht die Transgression vom Domérien ins Hettangien über. Gegen W wird die Transgression ebenfalls sukzessive älter, und zwar kann sie im Gebiet von Induno—Bregazzana—10 km WSW Arzo — als dem Lotharingien zugehörig datiert werden.¹¹⁾

c) *Transgressionsfazies der „Tourtia“*

Ein anderes Beispiel eines heterochronen Schichtgliedes liefert das nach einem Bergmannsausdruck „Tourtia“ genannte cenomane Transgressionskonglomerat in NW-Deutschland, Belgien und Holland. Durch Fossilfunde konnte nachgewiesen werden, dass die Transgression, die zur Bildung der „Tourtia“ führte, im untern Cénomaniem begann und sich kontinuierlich bis ins obere Cénomaniem fortsetzte (vgl. SALOMON, 1925, p. 531). Da die Zeitspanne, innerhalb der die „Tourtia“ abgelagert wurde, zu einer einzigen stratigraphischen Stufe (Cénomaniem) gehört und somit also nur in bescheidenem Ausmass heterochronen Charakter aufweist, verzichte ich hier auf eine nähere Beschreibung.

Kontinentale und paralische Lithofazies¹²⁾

a) *„Magnesian Limestone-Series“ Englands und Buntsandstein*

Am Beispiel der „Magnesian Limestone-Series“ Englands in ihrer Beziehung zur Buntsandsteinfazies soll dargelegt werden, dass auch unter paralischen und kontinentalen Sedimentationsbedingungen die Entstehung heterochroner Schichtglieder möglich ist. Die oberpermischen „Magnesian Limestone-Series“, welche in

¹¹⁾ Die Auffassung SENNS über den heterochronen Charakter der Liastransgression im Südtessin wurde von E. FOSSA-MANZINI und im Anschluss daran von V. NOVARESE angefochten. Im Exkursionsbericht L. VONDERSCHMITT (1940) wird nach näherer Prüfung der verschiedenen Auffassungen zugrunde liegenden Argumente festgestellt, dass die geologischen Verhältnisse ohne Zweifel von E. FOSSA-MANZINI (und V. NOVARESE) nicht richtig gedeutet worden sind. — Es scheint aber die Möglichkeit zu bestehen, dass die Auffassung SENNS durch neue Fossilfunde noch Modifikationen erfahren wird.

¹²⁾ „Paralische Lithofazies“ wird hier verwendet entsprechend dem von J. TERCIER (1939) gegebenen Einteilungsschema der Sedimentgesteine nach genetischen Gesichtspunkten. („Paralisch“ ist abgeleitet vom griechischen παρά-αλος = nahe am Meer, fast im Meer gelegen. Paralische Sedimentation findet sich nach J. TERCIER im Bereich der kontinentalen Sockel,

England den Zechstein vertreten, gehen gegen oben ohne jede Diskordanz in den Buntsandstein über. Wie SHERLOCK schon 1911 nachgewiesen hat (vgl. R. L. SHERLOCK, 1947, p. 262 ff.), sind aber nicht nur diese normalstratigraphischen vertikalen Übergänge in den Buntsandstein vorhanden, sondern auch seitliche. Ausgehend von Northumberland nehmen die „Magnesian Limestone-Series“ gegen Süden an Mächtigkeit zusehends ab, bis sie im Gebiet von Nottingham ganz auskeilen. Konform zu dieser Mächtigkeitsabnahme lässt sich ein seitlicher Übergang der Schichtung — Lage für Lage — in den Buntsandstein erkennen. Es besteht kein Zweifel, dass in diesem Gebiet, wo Magnesian Limestone-Fazies und Buntsandsteinfazies miteinander wechselseitig verzahnt sind, beiden dasselbe Alter zukommt, aber es stellt sich die Frage, ob dieses oberpermisch oder untertriasisch sei. SHERLOCK nimmt an, es handle sich bei den Übergangsstellen in die Buntsandsteinfazies um echten Buntsandstein von untertriasischem Alter, denn er wird entsprechend dem in England ausgebildeten Normalprofil der Trias von Keuper und Rhaet überlagert¹³). Aus dieser Annahme ergibt sich, dass der südliche Teil der „Magnesian Limestone-Series“ als untere Trias datiert werden müsste, während demselben Schichtglied im Norden (Northumberland) oberpermisches Alter zukommt. — SHERLOCK selbst macht aber darauf aufmerksam (op. cit., p. 262), dass in der linksrheinischen bayrischen Pfalz ganz ähnliche geologische Verhältnisse vorliegen, die indessen paläontologisch anders gedeutet werden konnten. Auch hier geht der Zechstein seitlich in Lagen von Buntsandstein über, welche zum Buntsandstein gerechnet wurden, bis man Lamellibranchier vom Zechsteintypus darin fand. Hier liegen also die Verhältnisse umgekehrt, als sie SHERLOCK für England annimmt, indem ein Teil der germanischen Buntsandsteinfazies Süddeutschlands bis in das Perm hinunterreicht.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit spielt es an sich keine Rolle, ob die im Gebiet von Nottingham festgestellte seitliche Übergangszone von den „Magnesian Limestone-Series“ zum Buntsandstein oberpermisches oder untertriasisches Alter hat. Denn es steht auf jeden Fall fest, dass das eine der beiden Schichtglieder heterochron sein muss. Wenn es nicht die „Magnesian Limestone-Series“ sind, deren Fazies im Sinne von SHERLOCK seitlich vom Zechstein in die untere Trias wandert, so müsste es eben das Schichtglied des Buntsandsteins sein, das am einen Ort durch Fossilien als untertriasisch nachgewiesen werden kann, am andern Ort aber seitlich in das obere Perm überleiten würde.

sie hat im allgemeinen sehr weite, intrakontinentale oder perikontinentale Ausdehnung und ist durch kräftige terrigene Schüttung gekennzeichnet. Das Ablagerungsmilieu ist z. T. marin, z. T. brackisch und z. T. kontinental, so dass der Gesamtaspekt ein kompliziertes Ineinandergreifen dieser verschiedenen Sedimentationstypen ergibt. Der marine Anteil entstammt neritischen Verhältnissen und besteht zur Hauptsache aus detritischen Gesteinen; Organogenen Ablagerungen kommt untergeordnete Bedeutung zu. Paralische Sedimentationsgebiete zeichnen sich nach J. TERCIER oft durch kontinuierliche Senkung und gleichzeitige Wiederauffüllung aus (Subsidence); sie können dadurch beträchtliche Ablagerungsmächtigkeiten erreichen.

Es sei darauf hingewiesen, dass die Definition, die J. TERCIER für paralische Sedimentation gibt, nach neuerer amerikanischer Begriffsverwendung als Sedimentationstyp der intrakratonischen Becken (intracratonic basins, vgl. z. B. DAPPLES, KRUMBEIN, SLOSS, 1948) bezeichnet wird. Im deutschen Sprachgebrauch wurde „paralisch“ bisher meistens nur zur Kennzeichnung von Sedimentationsformen angewandt, die den Kohlenbecken eigen sind.

¹³) Bekanntlich wird die Trias Englands in Buntsandstein (= Bunter Series) und Keuper (= Keuper Series) eingeteilt, da keine dem germanischen Muschelkalk entsprechende Stufe ausgeschieden werden kann. Ob aber wirklich keine Sedimente vom Alter des Muschelkalks abgelagert wurden, ist eine umstrittene Frage (vgl. EVANS & STUBBLEFIELD, 1929, p. 319). Im allgemeinen wird angenommen, dass während der ganzen Muschelkalkzeit in England die Buntsandsteinfazies herrschte.

b) *Oberdevon von NW-Pennsylvania (USA.)*

Ein bekanntes Beispiel, an dem der seitliche Fazieswechsel demonstriert werden kann, bildet das obere Devon des Staates New York und des benachbarten Pennsylvania. Kontinentale, brackische, küstennahe und küstenfernere marine Faziestypen lösen sich im Streichen in wechselseitiger Verzahnung ab. Für verschiedene, nach lithologischen Gesichtspunkten definierte Formationstypen — wie „Catskill-“, „Portage-“, „Chemung-“ und „Naples-Fazies“ — nahm man ursprünglich an, dass ihnen über ihre ganze jeweilige Ausdehnung ungefähr gleiches Alter zukomme. Am Beispiel der „Catskill-Formation“, die gewöhnlich aus roten und graugrünen Sandsteinen mit dazwischen gelagerten Tonmergeln besteht, wies K. E. CASTER 1934 nach, dass diese Formation von E gegen W kontinuierlich jünger wird (vgl. R. C. MOORE, 1949 b, p. 19). Aber auch die übrigen oben genannten Formationstypen des Oberen Devons müssen nun nach CASTER und zahlreichen neueren Untersuchungen verschiedener Autoren als heterochrone Schichtglieder aufgefasst werden. Datierbare und nicht datierbare isochrone Leithorizonte (= Zeitmarken) durchschneiden diese in gleichbleibender Lithofazies ausgebildeten Formationen in diagonalen Richtung und beweisen dadurch das kontinuierliche Wandern einer bestimmten Lithofazies.

 c) *Riff-Fazies im Perm von West-Texas und New Mexico (USA.)*

In neuester Zeit hat F. ROESLI (1950) die komplizierten stratigraphischen und faziellen Verhältnisse, die den Perm-Ablagerungen von West Texas und New Mexico eigen sind, zusammenfassend dargestellt. Im Zusammenhang mit der vorliegenden Betrachtung sei aus der Arbeit ROESLI ein einzelnes Problem herausgegriffen, nämlich die stratigraphisch-faziellen Verhältnisse des sog. Capitan Limestone.



Fig. 2. Schematisches Profil zur Darstellung der Lagerungsverhältnisse des Capitan Limestone in den Guadalupe Mountains. (Nach F. ROESLI, 1950.)

Links: Darstellung der nach der Lithofazies ausscheidbaren Schichtglieder.

Rechts: Darstellung des Verlaufs der Isochronen (1 = älteste, 5 = jüngste Ablagerungen).

stone. Der Capitan Limestone bildet in lithologischer Hinsicht das markanteste Schichtglied der Guadalupe Mountains, die sich vom Südosten der USA.-Staates New Mexico gegen W-Texas in NNW—SSE-Richtung hinziehen. In einer Breite von wenigen Kilometern und auf über 100 km Längserstreckung (in N—S-Richtung) stellt der Capitan Limestone ein permisches Riff dar, das die lagunäre Fazies im N von der offenen marinen Fazies im S (mit permischer Ammonitenfauna) trennt. Der im S sehr mächtige Riffkalk verjüngt sich gegen N keilförmig. Wie Fig. 2 zeigt, wird er von dem in lagunärer Fazies ausgebildeten Carlsbad Lime überlagert (dünnbankige bräunliche Dolomite mit Zwischenlagerungen von Gips und „Red Beds“), und im Liegenden des Riffkalkes stösst man auf den Upper Delaware Lime und Sand (graue geschichtete Kalke mit Sandsteinlagen, Ammoniten-Trilobiten-Fauna enthaltend). Während langer Zeit und von verschiedenen

Autoren wurde die stratigraphische Stellung der drei nach der Lithofazies unterscheidbaren Schichtglieder Carlsbad Lime, Capitan Limestone und Upper Delaware Lime und Sand nicht richtig gedeutet. Man glaubte, der Carlsbad Lime transgrediere über den Capitan Limestone und sei gesamthaft jünger als der letztere. Genaue Untersuchungen ergaben dann aber, dass der Carlsbad Lime und die Riffkalke des Capitan Limestone seitlich miteinander verfigert sind und in einzelnen Lagen sukzessive ineinander übergehen. Entsprechende seitliche Faziesübergänge fand man im südlichen Teil des Capitan Limestone an der Grenze gegen das im Liegenden folgende Schichtglied des Upper Delaware Lime.

Gestützt auf Fossilfunde, unter denen vor allem den in bezug auf das Ablagerungsmilieu wenig empfindlichen Fusulinen eine wesentliche Bedeutung zukommt, stellte es sich schliesslich heraus, dass es sich bei dem massig und recht homogen ausgebildeten Riffkalk des Capitan Limestone trotz seiner Einlagerung zwischen horizontale Schichten im Hangenden und im Liegenden um ein heterochrones Schichtglied handelt, das im Norden älter ist als im Süden. Die Riffbarriere, welche die lagunäre Fazies des Carlsbad Lime im Norden von der offenen marinen Fazies des Upper Delaware Lime im Süden trennte, wuchs allmählich gegen Süden. Das Ausmass des heterochronen Charakters ist in bezug auf die geologische Zeitskala nicht sehr beträchtlich und bleibt innerhalb der nach amerikanischem Standard „Guadalupean“ genannten Stufe des mittleren Perms. Im Norden liegen die Riffkalke im unteren und mittleren Teil des Guadalupeans, im Süden in dessen oberem und obersten Teil. Wichtig für unsere Betrachtung ist vor allem die Tatsache, dass der Schlüssel für die stratigraphische Einteilung dieses interessanten Perm-Gebietes in dem Moment gefunden war, als man den heterochronen Charakter des Riffkalkes erkannte. Für alles Nähere sei hier auf die eingangs erwähnte zusammenfassende Arbeit von F. ROESLI (1950) verwiesen; Herrn Dr. F. ROESLI möchte ich auch an dieser Stelle für die Erlaubnis zur Wiedergabe der in Fig. 2 dargestellten Verhältnisse bestens danken.

Epikontinentale Lithofazies¹⁴⁾

a) Korallenfazies des Juras

Recht gut lässt sich die zeitliche Verlagerung einer bestimmten Lithofazies an den oberjurassischen Korallenkalken Frankreichs studieren. Ursprünglich verband man mit dem Namen „Corallien“ einen Zeitbegriff; dieser Name war geprägt worden bei der Gliederung der jurassischen Serien Englands und Nordfrankreichs, wo das stratigraphische Studium des Juras seinen Anfang genommen hatte. In diesem Gebiet wurde der obere Teil des Juras nach lithologischen Gesichtspunkten in folgende Stufen aufgeteilt:

¹⁴⁾ Unter epikontinentaler Sedimentation verstehen wir im Sinne von J. TERCIER (1939) Ablagerungen eines meist weiträumigen kontinentalen Schelfes, die vorwiegend auf chemische und organische Entstehung zurückzuführen sind; terrigene Einschwemmung hat nur untergeordnete Bedeutung. Das epikontinentale Milieu ist durch ausgeprägte vertikale Oszillationen des Untergrundes gekennzeichnet, die in Richtung gegen oben bis zur Emersion und gegen unten bis zur Überschreitung neritischen Ablagerungsverhältnisse führen können. Diese Oszillationen sind kräftiger als bei paralischen Sedimentationsbedingungen; letztere zeichnen sich in vermehrtem Mass durch kontinuierliche Senkung des Untergrundes und gleichzeitige Wiederaufschüttung aus (= Subsidence) (vgl. Fussnote 12, p. 141). — Es sei in diesem Zusammenhang darauf hingewiesen, dass TERCIER die neritischen Ablagerungsbedingungen — als Oberbegriff — unterteilt in die „Types paralique, épicontinental et marginal“ (J. TERCIER, 1939, p. 87).

- Portlandien (Kalkig-sandige Schichten)
 Kimeridgien (Tone und Mergel mit *Oppelia tenuilobata*)
 Corallien (Korallenkalke)
 Oxfordien (Tone und Mergel mit *Peltoceras transversarium*)
 Callovien (Kellaways rock) (Kalke und Kalksandsteine)

Im Anschluss an diese Gliederung versuchte man, die oberjurassischen Serien anderer Gegenden auf dasselbe Schema zurückzuführen, da man annahm, lithologisch gleichartig entwickelte Glieder der Schichtfolge seien auch gleichaltrig. Um die stratigraphische Stellung des Corallien entstand etwa in der Mitte des 19. Jahrhunderts eine wissenschaftliche Kontroverse. OPPEL, MARCOU, WAAGEN und MOESCH haben damals der Auffassung — die heute noch gilt —, dass „Coralliens“ in verschiedenen Horizonten des Oberjuras auftreten können, zum Durchbruch

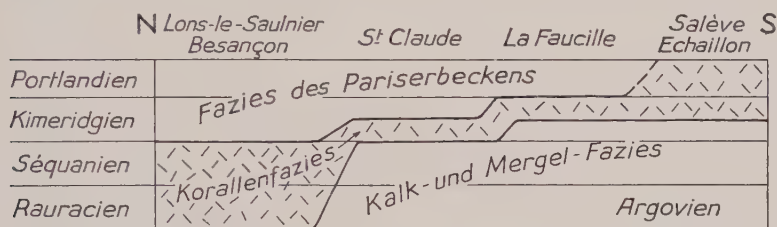


Fig. 3. Die heterochrone Korallenfazies im westlichen Jura.

(Nach M. GIGNOUX, 1950.)

verholten. Am Beispiel des in Fig. 3 dargestellten schematischen Profils zwischen dem Faziesgürtel von Lons-le-Saulnier/Besançon und denjenigen der innersten Juraketten des Salève und des Echaillon lässt sich in eindrucklicher Weise erkennen, dass die Korallenfazies keineswegs eine synchrone Bildung darstellt, sondern sich im Laufe der Zeit kontinuierlich verlagert hat. Die Korallenriffe einer bestimmten Zeitstufe bilden jeweils langgestreckte Gürtel, die in SW—NE-Richtung angeordnet sind. Je näher ein solcher Gürtel zum Innenrand des Juras liegt, desto jünger ist er. So sehen wir, dass die dem äusseren Jurarand folgende Korallenriff-Zone von Besançon und Lons-le-Saulnier ein in der Fazies der „terrains à chailles“ ausgebildetes Oxfordien überlagert, während im Hangenden das Kimeridgien und Portlandien den Typus des Pariserbeckens aufweist. Weiter juraeinwärts, in der Gegend von St-Claude, finden wir im Liegenden der Korallenriffe die Cephalopoden-Kalke des Sequans und im Hangenden korallenführende Oolithe mit *Ostrea virgula*, d. h. das sog. Virgulien der Franzosen, das dem oberen Kimeridgien entspricht. Wenig weiter gegen den Genfersee zu, am Col de la Faucille, kann die Korallenfazies als oberes Kimeridgien (Virgulien) datiert werden, und in der innersten Kette des Juras, am Salève, greift sie bis ins Portlandien hinein. — Weiter im Süden, an der Stelle, wo sich die innersten Juraketten mit den äussersten subalpinen Ketten vereinigen, liegen 15 km NW Grenoble die bekannten Steinbrüche des Echaillon, in welchen Korallenkalke desselben Faziesgürtes ausgebeutet werden. Hier reicht diese Fazies bis in die unterste Kreide. Die stratigraphische Stellung dieser Korallenkalke entspricht somit dem Troskalk im Sedimentationsraum der helvetischen Decken.

Anhangweise sei auch auf die Hippuritenkalke der mediterranen Oberkreide hingewiesen, bei denen in bezug auf die heterochrone Bildungsweise ähnliche Verhältnisse wie beim „Corallien“ vorliegen. Die stratigraphische Situation des Hippuritenkalkes tritt aber nicht so klar hervor wie diejenige des „Corallien“, und es würde deshalb im Rahmen dieser Arbeit zu weit führen, näher darauf einzutreten.

b) Trias und Jura Südwest-Deutschlands und der Schweiz

Recht aufschlussreiche Untersuchungsergebnisse über die Beziehungen zwischen Fazies und Zeit stammen von M. FRANCK (1930 und 1937). M. FRANCK befasste sich mit dem Mesozoikum des germanischen Schelfes und konnte dabei aufzeigen, dass die im Gelände fassbaren Schichtgrenzen — über grössere Gebiete betrachtet — fast ausnahmslos lediglich als Faziesgrenzen aufgefasst werden dürfen. Nur selten fallen die Zeitgrenzen mit den Faziesgrenzen zusammen. Allerdings sei vorausgeschickt, dass der Zeitdauer der Fazieswanderungen in diesem Gebiet ziemlich enge Grenzen gesetzt sind. In zwei Beispielen sollen die Verhältnisse kurz näher dargelegt werden.

Der Obere Buntsandstein kann im Schwarzwald und nördlich desselben eingeteilt werden in Plattensandsteine unten und Rötmergel oben. In einem Profilschnitt vom Gebiet zwischen Schwarzwald und Odenwald gegen die linksrheinische Pfalz lässt sich erkennen, dass die Obergrenze des Plattensandsteins gegen W zu kontinuierlich jünger wird. Als zeitlicher Bezugshorizont kann u. a. eine Myophorienbank betrachtet werden, die sich in die Myophorienschichten Thüringens fortsetzt. In der Pfalz liegt diese Myophorienbank innerhalb des Voltziensandsteins, der den Plattensandstein überlagert, im Gebiet südlich des Odenwalds erscheint sie innerhalb der Röttone. Hiezu muss bemerkt werden, dass eine Myophorienbank, die als zeitlicher Bezugshorizont fungiert, nicht unbedingt als synchrone Bildung aufgefasst werden darf. Immerhin ist aber im vorliegenden Fall anzunehmen, dass die Myophorienbank in ganz bedeutend kleinerem Ausmass heterochron ist als die übrigen oben erwähnten Schichtglieder des Oberen Buntsandsteins. In dieser Beschränkung kann die Myophorienbank wohl als zeitlicher Bezugshorizont, nicht aber als eigentliche Zeitmarke betrachtet werden.

Die Grenze zwischen Buntsandstein und Unterem Muschelkalk, ferner zwischen Unterem und Mittlerem Muschelkalk, darf nach M. FRANCK (1930 und 1937) ebenfalls nur als Faziesgrenze aufgefasst werden, die die wirkliche Zeitgrenze schräg durchschneidet. Im Beckeninnern setzt die Bildung der Muschelkalkfazies früher ein als gegen den Beckenrand zu. Dies ist ohne weiteres verständlich, denn es handelt sich ja um nichts anderes, als um die allmähliche Transgression des zur Zeit des Wellengebirges sich ausbreitenden Meeres. Wir müssen deshalb annehmen, dass die Fazies des Wellengebirges im Zentrum des germanischen Sedimentationsgebietes früher einsetzt als beispielsweise im Gebiet des schweizerischen Tafeljuras.

Es kann nicht als Aufgabe dieser Arbeit betrachtet werden, die regionale Zusammenstellung FRANCKs über Trias und Jura des germanischen Sedimentationsgebietes hier weiter zu resümieren. Was für die Trias gilt, hat auch für die meisten übrigen im Gelände nach lithologischen Gesichtspunkten fassbaren Schichtglieder des Juras seine Gültigkeit. Denn die paläogeographischen Verhältnisse des germanischen Schelfgebiets waren während der Trias und während des Juras häufigen Wechseln unterworfen, und konform hiezu verlagert sich auch jede bestimmte Lithofazies. — Wenn deshalb in regionalgeologischen Zusammenstellungen über den Jura bestimmte Schichtglieder entsprechend ihrer Lithofazies über grössere

Gebiete verfolgt werden (siehe z. B. in der Arbeit HJ. SCHMASSMANN, 1945), so ist für die exakten stratigraphischen Zuweisungen stets das Prinzip mitzubersichtigen, dass der Verlauf von Faziesgrenzen und Zeitgrenzen keineswegs konform und parallel sein muss.

Geosynklinale Lithofazies

a) Die Formation des „Bright Angel shale“ im Kambrium des Grand Canyon (U S A.)

Das Kambrium Nordamerikas ist durch zwei langgestreckte Geosynklinalgebiete gekennzeichnet, die etwa N—S gerichtete „Cordilleran Geosyncline“ im Westen und die „Appalachian Geosyncline“ im Osten, deren Verlauf landeinwärts und etwa parallel zur heutigen Ostküste angenommen wird. Zum westlichen Geosynklinalgebiet gehören die im Grand Canyon aufgeschlossenen kambrischen Schichten, die in den letzten Jahren u. a. von E. D. McKEE (1949) in fazieller Hinsicht näher untersucht worden sind. McKEE hat dabei besonders auch die stratigraphischen Verhältnisse der „Bright Angel shale“-Formation genauer aufklären können. Diese Formation besteht aus einer Abfolge grüner Tonschiefer und detritischer Einschwemmungen. Sie hat eine Mächtigkeit von 100—150 m und überlagert den sog. „Tapeats sandstone“, während sie im Hangenden in mannigfacher Verzahnung an den sog. „Muav limestone“ grenzt. McKEE verfolgte den „Bright Angel shale“ auf über 300 km W—E Erstreckung durch den Grand Canyon und stellte dabei fest, dass die tieferen Teile dieser Formation im äussersten Westen *Olenellus* führen und deshalb dem unteren Kambrium zuzuweisen sind. Im Osten aber finden sich im gleichen Abstand von der Liegendgrenze *Glossopleura* und andere mittelmkambrische Fossilien. McKEE betont, dass sich die Horizonte mit der mittelmkambrischen Fauna als eigentliche Zeitmarke von dem Gebiet, wo sie im Osten nahe an der Untergrenze des „Bright Angel shale“ auftreten, gegen Westen verfolgen lassen. In schrägem Schnitt kommt dieser Fossilhorizont gegen W immer näher zur Obergrenze dieser Formation und tritt schliesslich in den Muav-limestone des Hangenden über (vgl. op. cit., Fig. 1, p. 37).

Wir wissen, dass das Kambrium, verglichen mit andern geologischen Perioden, eine sehr lange Zeitspanne umfasst. Der Schluss ist deshalb berechtigt, dass keines der im vorigen beschriebenen Beispiele ein annähernd gleich hohes Ausmass heterochronen Charakters erreicht, wie es bei der „Bright Angel shale“-Formation verwirklicht ist. Und es ist — wie im folgenden dargelegt werden soll — kein Zufall, dass dies den geosynklimalen Sedimentationsverhältnissen zutrifft.

b) Bündnerschiefer und Flysch zwischen der Adula-Decke und dem Prätigau (Graubünden)

Vgl. Tafel VI

Im Bereiche der Schweizer Alpen liegt die ausgedehnteste Anhäufung geosynklimaler Sedimente im Bündnerschiefer- und Flyschgebiet zwischen der Adula-Decke und dem Prätigau. Bevor wir auf die stratigraphischen Verhältnisse dieses Gebietes — soweit sie uns im Rahmen dieser Arbeit interessieren — eintreten, muss klargelegt werden, was wir unter „Bündnerschiefer“ und „Flysch“ verstehen.

Der Ausdruck Bündnerschiefer wurde von BERNHARD STUDER 1836 eingeführt in seiner Beschreibung der Gebirgsmasse von Davos¹⁵⁾. Später, in seiner Geologie der Schweiz, geht dann Studer von der Bezeichnung Bündnerschiefer ab, indem er

¹⁵⁾ STUDER, B. (1836): *Die Gebirgsmasse von Davos in Graubünden*. Schweiz. naturf. Ges., Verh. 1836, und Neue Denkschriften 1, 1836.

hiefür „graue Schiefer“ sagt. Diese Bezeichnung wurde von CHARLES LORY für die Westalpen übernommen, er spricht von den Schistes gris, später dann von Schistes lustrés. Die Italiener nannten dieselbe Formation Calceschisti.

Mit Recht sagt ALBERT HEIM in seiner 1891 erschienenen Monographie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein¹⁶⁾, in welcher ein langes Kapitel den Bündnerschiefern gewidmet ist, dass bei der Wahl zwischen den synonymen Ausdrücken Bündnerschiefer, Schistes lustrés und Calceschisti dem Wort Bündnerschiefer der Vorzug zu geben sei. Schistes lustrés hat den Nachteil, dass lange nicht alle Schistes lustrés Glanzschiefer sind, und wenn wir Calceschisti sagen, so müssen wir bedenken, dass bei weitem nicht alle Calceschisti Kalk führen. Für den deutschen Sprachgebrauch ist es also gegeben, das Wort Bündnerschiefer zu verwenden. Was bezeichnen wir nun mit diesem Wort Bündnerschiefer?

Es handelt sich um einen ausgesprochen faziellen Sammelbegriff, der die Sedimentation der penninischen Geosynklinalen betrifft. Diese Geosynklinaltröge bilden sich mit Beginn der Lias rasch aus; gleichzeitig setzt kräftige Sedimentation ein, aber in noch stärkerem Maße, als die Tröge durch die Sedimentation aufgefüllt werden, sinken sie tiefer ein. Zur Ablagerung gelangt Kalk, Ton und meist feiner Sand. Es ist anzunehmen, dass starke Meeresströmungen für die Verteilung und ständige Umlagerung des Materials gesorgt haben. Fauna und Flora fehlen fast vollständig, denn gleichmässige Bedingungen, die für das Leben von Pflanzen und Tieren notwendig sind, waren im besten Falle nur auf ganz kleinen Bezirken verwirklicht. Diese geosynklinalen Ablagerungen von Kalken und Tonen und Sanden bilden das Ausgangsmaterial, aus dem die Bündnerschiefer entstanden sind, und zwar haben sie ihr heutiges Aussehen erlangt, nachdem zuerst einmal diagenetische Verfestigung stattgehabt hat. Später kam dann noch ganz verschieden intensive metamorphe Umwandlung hinzu, teils im Gefolge der Ophiolithintrusionen in die Geosynklinalen, ganz besonders aber im Zusammenhang mit den alpinen Orogenesen.

Im kleinen betrachtet, ist die Bündnerschiefersedimentation äusserst unregelmässig und inhomogen, im grossen gesehen aber zeigt sie keine Zyklen und keine irgendwie an eine Gesetzmässigkeit erinnernden Rhythmen; dadurch wirkt sie ausgesprochen eintönig. Neben den ganz vereinzelt Fossilhorizonten, oder exakter ausgedrückt Fossilnestern, fallen in diesen eintönigen Schichtreihen als lithologisch speziell ausgebildete Ablagerungen besonders einzelne Breccienlagen und die Radiolarite, bzw. die Radiolarien führenden Hornsteine auf. Es ist hier nicht der Ort, auf weitere Einzelheiten der Bündnerschiefersedimentation einzugehen, einzig der Hinweis darf nicht unterlassen werden, dass das penninische Geosynklinalgebiet in einzelne Tröge und trennende Geantiklinalen gegliedert war, und dass es in den nördlichen und südlichen Randgebieten allmählich in das epikontinentale Faziesgebiet der helvetischen und der ostalpinen Decken überleitet.

In den Geosynklinaltrögen der penninischen Decken, die sich während der Zeit des Juras immer weiter vertieften, hat die im kleinen so wechselvolle und im grossen so monotone Sedimentation der Bündnerschiefer angedauert, bis sie von den Flyschablagerungen abgelöst wurde.

Worin besteht nun, immer noch im genetischen Sinne betrachtet, der Unterschied zwischen Bündnerschiefern und Flysch? Mit dieser Frage hat sich in neuester Zeit u. a. auch P. NÄNNY (1948) befasst in seiner Arbeit über die Prätigauschiefer. NÄNNY charakterisiert die Bündnerschiefer einerseits und den Flysch anderseits

¹⁶⁾ HEIM, ALB. (1891): *Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein*. Beiträge z. Geol. Karte d. Schweiz, 25. Lfg.

recht klar, indem er sagt, dass beide einer orogenen Sedimentation entsprechen. Die Lithofazies der Bündnerschiefer ist aber in erster Linie an die Vorstellung von langsam sinkenden Geosynklinaltrögen gebunden, die Flyschfazies dagegen weist auf stärkere orogenetische Bewegungen hin, die mit ruckartigen Hebungen der schuttliefernden Schwellen beginnen. Deshalb ist die Bündnerschieferfazies wesentlich homogener als die Flyschfazies.

Allgemein gültige Kriterien, nach denen eine scharfe Grenze zwischen Bündnerschiefern und Flysch gezogen werden könnte, fehlen. In verschiedenen Geosynklinaltrögen allerdings wird man die Flyschfazies mit stärkeren Breccianschüttungen beginnen lassen, die in der Art und im Alter etwa der Gosauphase der Ostalpen entsprechen. In dieser Position erscheint — um ein Beispiel zu nennen — im Trog der Adula-Decke das sog. Hauptkonglomerat, das von H. JÄCKLI (1941) näher beschrieben wurde.

Zur Zeit von ALBERT HEIM herrschte die Auffassung vor, dass die Bündnerschiefer hauptsächlich dem Lias zuzuordnen seien, der Flysch dagegen dem Tertiär. Bei dieser damaligen Auffassung musste theoretisch immer eine klare Grenze zwischen Bündnerschiefern und Flysch angenommen werden. Heute wissen wir, dass in einer Geosynklinale der Typus einer durchlaufenden Sedimentation vom Lias bis ins Tertiär verwirklicht sein kann. Es ist der Fall, den die Westalpengeologen als „Série compréhensive“ bezeichnet haben. In einer Série compréhensive erübrigt es sich naturgemäss, eine scharfe Grenze anzunehmen zwischen Bündnerschiefern im untern Teil und Flysch im obern Teil. Es sei wiederholt, dass die orogenen Lithofaziesbedingungen durchlaufen, dass aber im untern Teil, in den Bündnerschiefern, die im grossen homogenen Sedimentationsverhältnisse eines langsam absinkenden Geosynklinaltroges vorherrschen; im obern Teil, im Flysch, aber zeichnen sich die den Hauptparoxysmen unmittelbar vorausgehenden ruckartigen Schuttlieferungen ab. Gleichzeitig enthält der Flysch im allgemeinen bedeutend reicheres organisches Leben, das besonders im Foraminiferengehalt zum Ausdruck kommt.

Die Tatsache, dass sich Bündnerschiefer und Flysch nicht immer mit Sicherheit voneinander abgrenzen lassen — der Übergang ist eben fliessend —, veranlasste NÄNNY (1948) zum Postulat, man solle den Flyschbegriff dem Bündnerschieferbegriff unterordnen. Die Bündnerschiefer sollten darnach also auch den Flysch umfassen. Ich glaube, dieses Postulat geht zu weit, denn vergessen wir nicht, dass es auch helvetische Decken gibt, in denen Flysch, sicher aber kein Bündnerschiefer vorhanden ist. Wenn wir der Begriffsentwicklung der letzten Jahrzehnte keine Gewalt antun wollen, liegt es sicher näher, auch weiterhin Bündnerschiefer und Flysch auseinanderzuhalten, soweit dies möglich ist.

Nach dieser generell gefassten Erläuterung der faziellen Sammelbegriffe „Bündnerschiefer“ und „Flysch“ können nun die Beziehungen zwischen Fazies und Zeit, die sich aus dem regionalen Studium des Bündnerschiefer-Flysch-Gebietes zwischen der Adula-Decke und dem Prätigau herauschälen, näher betrachtet werden. Die Ergebnisse der neueren geologischen Untersuchungen dieses Gebietes, auf die sich die nachfolgenden Angaben stützen, sind in folgenden Arbeiten enthalten: R. STAUB (1937/1942, 1938, 1942), H. JÄCKLI (1941, 1944), P. NÄNNY (1946, 1948) und W. K. NABHOLZ (1943, 1945, 1948a, 1948b).

Vorerst sei ein generalisierendes Bild der bisherigen stratigraphischen Kenntnisse dieses Sedimentationsgebietes entworfen, das in seiner Erstreckung von SSW (San Bernardino und Rheinwald) nach NNE (Klus östlich Landquart und Piz Vilan östlich Maienfeld) rund 65 km misst (siehe Tafel VI). Für die ursprüngliche Breite des geosynklinalen Ablagerungsraumes darf mit dem 2- bis 3fachen Be-

trag gerechnet werden. In tektonischer Hinsicht bilden die in Frage stehenden Schichtreihen die höchsten Teilelemente des mesozoischen Rückens der tiefenninischen Adula-Decke (im südlichen Teil Tomül-Lappen + Grava-Serie genannt); sie entstammen einem einzigen, sicher schon primär zusammengehörigen Geosynklinalgebiet. Zwei eng begrenzte Bezirke dieses grossen Sedimentationsraumes sind heute durch paläontologische Feststellungen stratigraphisch eindeutig bestimmt:

Im Süden — in der nördlich des Rheinwaldes gelegenen Gebirgsgruppe des Bärenhorns und Piz Tomül — wissen wir, dass die stratigraphisch tieferen Schichtglieder der Grava-Serie und des Tomül-Lappens dank den Gryphäenfunden als sicherer Unterer Lias datiert werden können (vgl. Tafel VI), und im Norden — im Gebiet des Prätigaus — zeigen die Foraminiferenfunde mit Sicherheit an, dass die höheren Schichtglieder der ganzen geosynklinalen Schichtfolge eine vom Turonien bis ins Untereocaen reichende Abfolge darstellen.

Im Süden werden die im Hangenden des sicheren Unterlias folgenden Schichtglieder nach R. STAUB und H. JÄCKLI entsprechend ihrem lithologischen Aspekt einer durchlaufenden Schichtfolge („Série compréhensive“) zugeteilt. Es ist bekannt, dass man darnach annimmt, die vorwiegend Tonschiefer führenden Schichtglieder würden das Aalénien und den Dogger repräsentieren (Nolla-Tonschiefer im Profil Tafel VI), die Kalkschiefer den Malm (Nolla-Kalkschiefer im Profil Tafel VI) und die darüber einsetzende unruhigere Abfolge mit den Safierbreccien und Safierquarziten die Untere Kreide (kommt im Profil Tafel VI nicht zur Darstellung). Diese stratigraphische Annahme kann aber ausschliesslich durch lithologische Gesichtspunkte begründet werden.

Gerade umgekehrt liegen die Verhältnisse im Norden, d. h. im Prätigau. Wie erwähnt, konnte NÄNNY hier den obersten Teil der gesamten Schichtreihe paläontologisch belegen, und zwar vom Untereocaen bis ins Turonien hinunter. Die Schichtreihe setzt sich aber nach unten hin fort, und NÄNNY nimmt an, dass sie keine Schichtlücken aufweise. Unter der Pfävigrat-Serie, wie das mit Hilfe von Globotruncanen als Turonien datierte Schichtglied genannt wird, folgt die vorwiegend aus kiesligen Sandkalken und Kalken bestehende Sassauna-Serie (siehe z. B. Gipfel des Montalin im linken Teil des Profils Tafel VI). In Anlehnung an die lithologischen Ausbildungsformen im südhelvetischen Faziesbezirk hält NÄNNY den obren kiesligen Teil der Sassauna-Serie für den Vertreter des Gaulthorizontes, während der untere kalkig-mergelige Teil dem vermergelten Schrattenkalk entsprechen soll. Die im Liegenden folgende Valzeina-Serie würde nach NÄNNY das Äquivalent des untern Schrattenkalkes und der Drusbergschichten bilden, die im Südhelvetikum beide in der mergeligen Drusberg-Fazies entwickelt sind (das Profil Tafel VI schneidet das Dorf Valzeina und zeigt den Verlauf der Valzeina-Serie). Die tiefsten Schichten des Prätigaus schliesslich, die der aus Kieselkalken und Sandkalken bestehenden Klus-Serie (siehe Tafel VI) angehören, würden darnach den Hauterivien-Kieselkalk repräsentieren.

Für unsere jetzigen Betrachtungen ist nun folgender Gesichtspunkt wichtig: NÄNNY hat diese tieferen, paläontologisch nicht belegten, nach lithologischen Kriterien aber als unterkretazisch aufgefassten Schichtglieder gegen S und SSW mit grösster Gewissenhaftigkeit verfolgt. Vom Süden herkommend, aus der Region, deren Liegendes durch das Vorhandensein von Gryphäen als sicherer Lias gekennzeichnet ist, verfolgte H. JÄCKLI die über diesem Lias liegenden Schichtglieder gegen N und NNE. Naturgemäss trafen die vom N und vom S gegeneinander fortschreitenden Aufnahmen etwa in der Mitte zusammen, und zwar liegt das durch die gegenseitigen Aufnahmen gedeckte Gebiet im Westabfall der Stätzer-

hornkette gegen das Domleschg und in deren Nordabfall gegen den Vorderrhein und die Plessur bei Chur (vgl. auch Topographische Übersichtskarte auf Tafel VI).

In diesem Gebiet nun zwischen dem Domleschg und Chur können Schichtglieder ausgeschieden werden, die NÄNNY — von Norden herkommend — der Unteren Kreide zuweist; JÄCKLI aber, der ihre Fortsetzung gegen Süden verfolgte, stellt sie ins Aalénien oder in den Dogger. Mit dem Problem, das diese in der Tat bemerkenswerte Diskrepanz in sich birgt, wollen wir uns im folgenden befassen.

Vorerst sei sie am Beispiel eines typischen Schichtgliedes eingehender beschrieben: in lithologischer Hinsicht deutlich charakterisiert ist die von NÄNNY ausgeschiedene Valzeina-Serie. Sie besteht in der Hauptmasse aus schwarzen bis grauen, ebenflächigen Tonschiefern, denen meist dünne Kiesel- und Sandkalkbänklein eingelagert sind. Diese Serie lässt sich, vom Prätigau und von der 4 km ESE Landquart gelegenen Typlokalität ausgehend, gegen Süden weiterverfolgen. Bei Maladers, 2½ km SE Chur, überquert sie die Plessur, zieht zwischen dem Dreibündenstein und Ems durch den Nordabfall der Stätzerhornkette und läuft dann parallel zum Domleschg durch den Westabfall der Stätzerhornkette (siehe Tafel VI). Mit diesem Schichtglied nun fallen die Nolla-Tonschiefer zusammen, die H. JÄCKLI, ausgehend vom Safierberg und vom obersten Safiental, nördlich um den Piz Beverin und entlang dem Lauf der bei Thusis in den Hinterrhein mündenden Nolla bis ebenfalls hierher verfolgt hat (siehe Tafel VI). Im Untersuchungsgebiet des Schreibenden lässt sich — wie bereits erwähnt — feststellen, dass die Nolla-Tonschiefer wegen ihrer Überlagerung von fossilbelegtem Lias mit grösster Wahrscheinlichkeit ins Aalénien oder in den Dogger gestellt werden dürfen.

Der seitliche Zusammenhang, d. h. die Übereinstimmung von Valzeina-Serie und Nolla-Tonschiefern kann m. E. angesichts der gründlichen Terrainuntersuchungen nicht bezweifelt werden. Die Kriterien der Altersdatierung dieses Schichtgliedes sind im Norden — im Prätigau — und im Süden — im Gebiet nördlich des Rheinwald — etwa im gleichen Maße stichhaltig. An beiden Orten gelangten die mit der Terrainuntersuchung betrauten Geologen zur Auffassung, das in Frage stehende Schichtglied sei mit dem nächsten paläontologisch sicher datierbaren Horizont durch eine kontinuierliche Schichtreihe verbunden. Wenn wir diese Gesichtspunkte anerkennen, würden wir vor der Tatsache stehen, dass ein Schichtglied auf eine primäre Erstreckung von 120–180 km vom Aalénien oder Dogger bis in die Untere Kreide hinüberwechselt.

Eine derartige Grössenordnung heterochronen Charakters erscheint unwahrscheinlich, denn wir haben in den bisher besprochenen Beispielen gesehen, dass sich das zeitliche Ausmaß analoger Erscheinungen, bezogen auf die horizontale Ausdehnung, in bescheidenerem Rahmen hält.

Als Hinweis für die Richtung, in der wir zu einer vielleicht plausibleren Lösung dieses Zeitproblems gelangen, sei auf die detaillierten lithologischen Untersuchungen dieses Schichtgliedes aufmerksam gemacht. Als Ganzes betrachtet, stellt die Nolla-Tonschiefer/Valzeina-Serie wohl eine zusammenhängende lithologische Einheit dar, im einzelnen gesehen erkennen wir in ihrem Gesteinsgehalt zwischen Süden und Norden indessen einige wichtige Unterschiede: Im Süden, d. h. im Abschnitt zwischen Rheinwald, oberstem Safiental und dem Flußsystem der Nolla, besteht die Nolla-Tonschiefer-Serie, die als Folge tektonischer Verschuppung bis zu einer Mächtigkeit von 600 und 700 m anschwellen kann, aus grauen oder schwarzen glänzenden Tonschiefern, die gewöhnlich geringen Kalkgehalt aufweisen. Im obren Teil dieser Serie und besonders gegen E zu, erscheinen kalkige und sandige Gesteine. Besonders deutlich lässt sich die Entwicklung zu Kieselkalken in der Viamala feststellen, wie dies die Felswände von Hohen Rhätien und

Crapteig eindrücklich zeigen. Diese Entwicklung gegen E wollen wir hier nicht näher untersuchen. H. JÄCKLI rechnet die Kieselkalke der Viamala zur Nolla-Tonschiefer-Serie. R. STAUB und andere Autoren sind geneigt, diese Kieselkalke in die Kreide zu stellen. Die stratigraphische Unsicherheit ist hier jedenfalls sehr gross.

Gegen N lassen sich aber die Tonschieferhorizonte weiterverfolgen, und zwar — wie erwähnt — bis in die Valzeina-Serie des Prätigaus. Hier sind „den schwarzen bis grauen, oft seidenglänzenden, ebenflächigen Tonschiefern meist dünne Kiesel- und Sandkalkbänklein eingelagert“. Soweit entsprechen die Verhältnisse denjenigen im Süden. Neu ist hier aber das Auftreten von Breccien-Lagen, die hauptsächlich Quarz- und Dolomitkomponenten führen. Meist sind die Breccien fein, vereinzelt kommen aber grobe Lagen mit bis zu 10 cm grossen Komponenten vor.

Das Auftreten dieser Breccien spricht deutlich für unruhigere Sedimentationsverhältnisse als im Süden. Wir sehen also, dass die Lithofazies des Schichtgliedes Nolla-Tonschiefer/Valzeina-Serie über seine gesamte horizontale Erstreckung quer zum Geosynklinalraum schwache Differenzierungen aufweist. Es erscheint durchaus möglich, dass sich hinter diesen Differenzierungen unregelmässig verlaufende und unerkennbare Schichtlücken verbergen; das würde bedeuten, dass der vertikale und der seitliche Zusammenhang des in Frage stehenden Schichtgliedes nicht in vollem Umfang als kontinuierlich betrachtet werden kann. Am wahrscheinlichsten erscheint es mir, dass eine grössere Sukzession solcher unregelmässig verlaufender und in ihrem zeitlichen Ausmass nicht sehr beträchtlicher Schichtlücken angenommen werden darf. Den regionalen Umfang und das zeitliche Ausmass solcher mutmaßlicher Erscheinungen anzugeben, ist aber vorläufig völlig unmöglich.

Ich möchte nun auch noch die Verhältnisse kurz skizzieren, die sich im Liegenden der Nolla-Tonschiefer/Valzeina-Serie feststellen lassen. Dies ist deshalb interessant, weil wir hier Beobachtungen machen können, die den bereits besprochenen im Prinzip entsprechen und sie in einigen wichtigen Belangen ergänzen.

Im Liegenden der Nolla-Tonschiefer folgt im Gebiet zwischen dem obersten Safiental und Vals die Basis des Tomül-Lappens (vgl. Tafel VI). Sie besteht von unten nach oben aus Trias, die mit einer Schubfläche der Grava-Serie aufliegt, aus sicherem Unteren Lias mit den Gryphäenhorizonten und den Breccienlagen, aus Mittlerem Lias, repräsentiert durch $\pm$ kalkige Sandsteine und Quarzite, und aus den sog. Bärenhorn-Schiefern, bei denen es sich um sandige Kalkphyllite handelt. Diese Bärenhorn-Schiefer gehen gegen oben kontinuierlich in die Nolla-Tonschiefer über.

Unter der Basis des Tomül-Lappens — tektonisch durch eine Schubfläche getrennt — findet sich die Grava-Serie (siehe Profil Tafel VI). In ihrer Schichtfolge lässt sich eine auffällige Ähnlichkeit mit der Basis des Tomül-Lappens erkennen. Sie beginnt unten ebenfalls mit überschobenen Triaslamellen, enthält sicheren Unteren Lias mit Gryphäenhorizonten und Breccienlagen und geht dann nach oben in sandige Quarzithorizonte über, die weniger ausgeprägt sind als in der Basis des Tomül-Lappens, und schliesslich in Kalkphyllite, die lithologisch mit den Bärenhorn-Schiefern vergleichbar sind. Höhere Schichtglieder, z. B. ein Analogon zu den Nolla-Tonschiefern, fehlen der Grava-Serie, denn über den Kalkphylliten folgt die überschobene basale Trias des Tomül-Lappens (vgl. auch: W. NABHOLZ, 1945, Tafel V).

Was nun hier interessiert, ist die Entwicklung dieser liasischen Schichtreihen von Grava-Serie und Tomül-Lappen quer zum geosynklinalen Ablagerungstrog, von Süden nach Norden. Auf der Strecke vom Gebiet des Bärenhorns bis zum Crap Grisch (vgl. Tafel VI), d. h. auf ca. 10 km Längserstreckung, lässt sich

in gut aufgeschlossenem Terrain deutlich feststellen, wie alle durch besondere lithologische oder faunistische Merkmale gekennzeichneten Schichtglieder des Unteren und Mittleren Lias gegen Norden in eine banalere Fazies übergehen, so dass sie im N nur noch mit grosser Schwierigkeit und schliesslich überhaupt nicht mehr unterschieden werden können. Die von Süden geschütteten Breccien keilen gegen Norden aus; die Fauna (Gryphäen, Belemniten, Pentacrinen) besiedelte ebenfalls nur das küstennahe Gebiet im Süden und verliert sich gegen Norden. Kieselschnurkalke und Sandsteine gehen gegen N sukzessive in atypische Kalkphyllite über. Alles in allem stellen wir fest, dass die $\pm$ sandige Kalkphyllit-Fazies sämtliche lithologisch besonders ausgebildeten Horizonte gegen N sukzessive in sich aufnimmt.

Auffällig ist aber auch, dass sich die basale Trias des Tomül-Lappens nur bis ins Gebiet des Crap Grisch verfolgen lässt, wo sie in winzigen Schubspänen aussetzt. Und in diesem Gebiet nun, wo die Trias der Tomül-Lappen-Basis nicht mehr vorhanden ist, vereinigen sich die Kalkphyllite der Grava-Serie mit denjenigen des darüber liegenden Tomül-Lappens zu einer weiter im Norden untrennbaren Schichtreihe (siehe Profil Tafel VI). Ein Stück weit erkennen wir die Andeutung einer Überschiebungsfläche noch daran, dass ihr ein Grünschieferzug folgt; aber auch dieser setzt gegen Norden auffällig rasch aus, offensichtlich, weil die primär schwache Naht im Schichtverband, die im Süden die ophiolithische Intrusion begünstigte, im Norden nicht mehr verwirklicht ist.

Somit sprechen die Beobachtungen dafür, dass die Bärenhorn-Schiefer oder Kalkphyllite des Tomül-Lappens die tieferen liasischen Schichtglieder der Grava-Serie transgressiv überlagern und dass damit diese Kalkphyllite in den nördlicheren Gebieten nicht in ein der Grava-Serie angehörendes Kompartiment und ein solches des Tomül-Lappens getrennt werden können, sondern dass es sich um ein gemeinsames transgressives Schichtglied handelt. Als Ursache dieser transgressiven Überlagerung können nur embryonale oberliasische Bewegungen in Frage kommen, wie sie auch aus dem Helvetikum bekannt sind (vgl. R. TRÜMPY, 1945 und 1949).

Verfolgt man vom Gebiet des Crap Grisch diese sandigen Kalkphyllite gegen NE, so erkennt man, dass sie — stets im Liegenden der Nolla-Tonschiefer/Valzeina-Serie — in die Klus-Serie überleiten, welche zwischen Chur und Landquart die tiefsten Teile der östlichen Hänge des Rheintals aufbaut (siehe Profil Tafel VI). Der seitliche Zusammenhang der Klus-Serie mit den sandigen Kalkphylliten von Grava-Serie + Tomül-Lappen kann nicht bezweifelt werden. Die Veränderungen in der Lithofazies zwischen südlichen und nördlichen Teilen dieses Schichtgliedes entsprechen den Verhältnissen, wie wir sie von der Nolla-Tonschiefer/Valzeina-Serie kennengelernt haben. Die Klus-Serie des Prätigaus enthält orogene Horizonte, und zwar Breccien mit Dolomit- und Quarzkomponenten bis 2 mm Durchmesser, die gegen S auskeilen. Aus den vorstehenden Ausführungen geht hervor, dass hinsichtlich der Alterszuweisung für das Schichtglied Kalkphyllite/Klus-Serie die völlig gleichen Argumente zutreffen wie für Nolla-Tonschiefer/Valzeina-Serie. Das Ausmass und die Besonderheiten der heterochronen Ausbildung entsprechen sich in allen Belangen.

Ein weiterer Punkt, der hier nur mit einem kurzen Hinweis gestreift werden soll, betrifft das Verhältnis der Bündnerschiefer des Rückens der Adula-Decke zu den Lugnezerschiefern.

Aus früheren Veröffentlichungen des Verfassers (W. NABHOLZ, 1948 a, 1948 b), ferner auch aus dem Profil in Tafel VI geht hervor, dass die Lugnezerschiefer, die sich in den Rücken der tiefsten Tessiner-Decken zurückverfolgen lassen (Leven-

tina-, Lucomagno- und Simano-Decke), im Gebiet der Signina-Gebirgsgruppe (ca. 10 km nördlich des erwähnten Crap Grisch) direkt von den Kalkphylliten des Adula-Rückens (Tomül-Lappen + Grava-Serie) überlagert werden. Bis 4 km nördlich des Crap Grisch (Duviner-Tobel) ist die Trennung dieser beiden aus primär weit auseinanderliegenden Ablagerungsräumen stammenden Schichtglieder durch einen Triaszug gekennzeichnet. Nördlich des Duviner Tobels, wo der Triaszug auskeilt, wird diese Trennung rasch sehr schwierig, und in der Signina-Gebirgsgruppe muss nach den im gut aufgeschlossenen Gelände feststellbaren Verhältnissen durchaus die Möglichkeit in Erwägung gezogen werden, dass die hier sehr unscharf gewordene Grenze zwischen Lugnezerschiefern im Liegenden und Kalkphylliten des Adula-Rückens im Hangenden nicht tektonischer Natur ist, sondern auf primärer transgressiver Überlagerung durch die Kalkphyllite beruht. Diese Annahme würde bedeuten, dass schon vor Beginn der eigentlichen Flysch-Sedimentation eine Verschmelzung der geosynklinalen Ablagerungsräume im Bereich zwischen den tiefsten Tessiner-Decken und der Adula-Decke stattgefunden hat.

Die Besprechung dieser Beispiele möge genügen, um einige allgemein gültige Feststellungen über den seitlichen Zusammenhang einzelner Schichtglieder in Geosynkinaltrögen von alpinem Typus zu postulieren.

Es wird heute nicht bestritten, dass die allgemeine Bewegungstendenz im alpinen Geosynkinalgebiet vom Rückland gegen das Vorland gerichtet war. In diesem Zusammenhang sei auf das einfache Schema hingewiesen, mit dem M. FRANCK (1930) dargelegt hat, wie in einem Querschnitt durch die gesamten Alpen die Räume mit maximaler Schichtmächtigkeit von der Trias bis zur Kreide kontinuierlich von Süden gegen Norden wandern: in der Trias sind die Ablagerungsräume grösster Schichtmächtigkeit auf die Südalpen und die ostalpinen Decken konzentriert, während des Juras finden wir sie nach M. FRANCK im Bereich der penninischen Decken¹⁷⁾ und in der Kreide schliesslich im helvetischen Faziesbezirk. So wie dieses Schema im grossen gilt, trifft es nach unsern Untersuchungen auch im kleinen zu. Wir können feststellen, dass sich konform zu dieser allgemeinen Bewegungstendenz auch die durch eine bestimmte Lithofazies gekennzeichneten Sedimentationsgebiete kleineren Umfangs sukzessive vom Rückland gegen das Vorland verlagerten: Im vorstehenden versuchte ich darzulegen, dass wir uns dabei nicht einen restlos kontinuierlichen Vorgang vorstellen dürfen; ich glaube, wir kommen den wirklichen Verhältnissen am nächsten, wenn wir an eine Sukzession transgressiver Überlagerung denken, die sich vom Rückland gegen das Vorland zu bewegte. Wie gross bei diesem Vorgang das zeitliche Ausmass einzelner eventuell vorhandener Schichtlücken ist, können wir aber bei der herrschenden Fossillosigkeit nicht einmal vermuten.

Am Anfang dieses Abschnittes habe ich auf den Unterschied zwischen Bündnerschiefer- und Flysch-Fazies hingewiesen. Nach den dort dargelegten Kriterien

¹⁷⁾ In bezug auf die penninischen Decken stimmt die von M. FRANCK gegebene Darstellung mit dem auf präzisieren Konstruktionen beruhenden Abwicklungsschema von J. CADISCH (1946) nur mit Vorbehalt überein (vgl. op. cit., Fig. 2, Section across the original alpine sedimentary region, constructed by means of unrolling the nappes and restoring the original sequence). CADISCH nimmt die grösste jurassische Schichtmächtigkeit im Gebiet zwischen der Adula-Decke und den südhelvetischen Decken an, d. h. also im nordpenninisch-südhelvetischen Raum. Die durch das sehr einfache Schema bestechende Darstellung FRANCKs darf also nur als Skizzierung des Prinzips betrachtet werden. Für die Übersicht über das abgewinkelte Sedimentationsprofil eines Querschnittes durch die Schweizer Alpen sei auf die erwähnte Figur von J. CADISCH verwiesen.

können die bisher besprochenen Beispiele den Bündnerschiefern zugerechnet werden, vielleicht mit der Konzession, dass sich in den basalen Schichtgliedern der Prätigauschiefer (Klus-Serie, Valzeina-Serie und Sassauna-Serie) bereits ein Übergang gegen die Flyschfazies abzeichnet. Wo nun im Bereich der penninischen Geosynklinalen eigentliche Flyschfazies verwirklicht ist, scheinen nach unsern bisherigen Kenntnissen heterochrone Schichtglieder zu fehlen. Als Beispiel sei das Schichtglied des Ruchberg-Sandsteins, die sog. Ruchberg-Serie, erwähnt. Nach dem Gehalt an untereocänen Nummuliten und andern Mikrofossilien kann sie eindeutig datiert werden (vgl. P. NÄNNY, 1946). Die Ruchberg-Sandsteine erscheinen in der «Série compréhensive» des Prätigaus naturgemäss in bedeutend höherem Niveau als Klus- und Valzeina-Serie (siehe Profil Tafel VI, links aussen); sie lassen sich vom Prätigau ins Gebiet der ca. 20 km südlich gelegenen Lenzerheide weiterverfolgen, immer mit dem selben Fossilgehalt.

Die Ruchberg-Serie gehört zum höheren Flyschkomplex der Prätigauschiefer, und dieser ganze höhere Flyschkomplex transgrediert über den gesamten penninischen Ablagerungsraum als suprapenninischer Flysch. Denn von der südlich der Lenzerheide gelegenen Schynsclucht an zieht er über die hochpenninischen Elemente der Schamser-Decken hinweg gegen Süden und verbindet sich mit dem Oberhalbsteiner Flysch. Zur Zeit des Untereocäens muss dementsprechend der gesamt penninische Raum schon weitgehend zusammengeschoben gewesen sein. Es ist deshalb sehr wohl verständlich, dass in diesem Zeitpunkt, als der Zusammenschub im Prinzip vollendet war, sich keine Faziesverlagerungen mehr abzeichnen. In Übereinstimmung mit der tektonischen Interpretation der Begriffe Bündnerschiefer und Flysch kommen wir somit zur Feststellung, dass die Ausbildung heterochroner Schichtglieder im wesentlichen auf die Bündnerschieferfazies beschränkt ist. Sie wird hervorgerufen durch die langsamen, embryonalen Bewegungen vom Rückland gegen das Vorland. Mit den „ruckartigen“ Schüttungen aber, die sich in der Flyschfazies widerspiegeln, lässt sich die Annahme langsamer Wanderungen einer bestimmten Lithofazies nicht vereinbaren.

Zusammenfassung

Den Ausgangspunkt der vorliegenden Studie über die Beziehungen zwischen Fazies und Zeit bildete eine allgemeine Erörterung über den Begriff Fazies; es wurde festgestellt, dass „Fazies“ — im Sinne der Begründer dieser Bezeichnung angewandt — zur Kennzeichnung jeder Ausbildungs- oder Erscheinungsform einer in einer bestimmten Zeitspanne erfolgten sedimentären Ablagerung verwendet werden kann. Fehlt die Bezugnahme auf eine bestimmte stratigraphische Einheit, bzw. auf die Zeit, so sollte entsprechend einem von amerikanischer Seite ausgegangenen Vorschlag statt Fazies Lithofazies gesetzt werden. — Ein weiterer Abschnitt ist der Diskussion über das zeitliche und das räumliche Begriffssystem gewidmet. Die Gliederung in chronologische Einheiten, chrono-lithologische Einheiten und lithologische Einheiten wird in terminologischer Hinsicht näher behandelt.

Im Anschluss an diese allgemeinen Erörterungen befasst sich die vorliegende Arbeit mit dem Phänomen des Wanderns einer bestimmten Lithofazies durch eine längere Zeitspanne. Schichtglieder, auf die diese Erscheinung zutrifft, können als heterochrone Schichtglieder bezeichnet werden. An Beispielen, die möglichst verschiedenen Faziesbezirken und verschiedenen Sedimentationsmilieus

entnommen sind, wird das Vorkommen heterochroner Schichtglieder im einzelnen beschrieben.

Besonders eingehend werden die Verhältnisse im Sedimentationsraum der alpinen Geosynklinalen behandelt. In diesem Raum kann das Vorkommen heterochroner Schichtglieder infolge der hier herrschenden Fossillosigkeit nur bruchstückweise paläontologisch belegt werden. Tektonische Überlegungen sprechen aber deutlich dafür, dass nirgends in dem Maße mit der Möglichkeit der Ausbildung heterochroner Schichtglieder gerechnet werden muss, wie gerade im mobilen Raum der alpinen Geosynklinalen. Die Anwendung dieses Gedankens kann heute in vielen Fällen nur im Sinne einer Arbeitshypothese betrachtet werden, sie sollte aber auch dann nicht ausser acht gelassen werden, wenn die Grundlagen zur exakten Altersdatierung vorläufig noch fehlen.

Wenn wir uns abschliessend die Gesichtspunkte vergegenwärtigen, nach denen in der vorliegenden Betrachtung die Beziehungen zwischen Fazies und Zeit näher untersucht worden sind, so erkennen wir, dass dieses Thema offensichtlich in einer ganz bestimmten Richtung behandelt wurde. Nicht berührt wurden in erster Linie die Beziehungen zwischen Biofazies und Zeit, obschon dies einen ausserordentlich reichhaltigen Stoff ergeben würde. Aber ein auf diese Weise erweitertes Thema wäre rein paläontologisch-stratigraphischer Natur. Die vorliegenden Ausführungen sind bewusst auf den lithologischen Aspekt — die Lithofazies — bestimmter Schichtglieder beschränkt, denn bei geologischen Geländeaufnahmen ist es vor allem und oft ausschliesslich die Lithofazies, nach der die in Frage stehenden Schichtreihen erfasst werden können.

Literatur

(Ältere Werke von mehr historischem Interesse und Publikationen, die nur für die Behandlung allgemein-geologischer Fragen benutzt wurden, sind jeweils als Fussnoten im Text zitiert.)

- CADISCH, J. (1928): *Das Werden der Alpen im Spiegel der Vorlandsedimentation*. Geol. Rdsch. 19, Heft 2, p. 105—119.
- (1946): *On some Problems of Alpine Tectonics*. Experientia 2, p. 18—23.
- (1950): *Prätigauer Halbfenster und Unterengadiner Fenster, ein Vergleich*. Eclogae geol. Helv. 43, N° 2, p. 172—180.
- DAPPLES, E. C., KRUMBEIN, W. C. & SLOSS, L. L. (1948): *Tectonic Control of Lithologic Associations*. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol. 32, No. 10 (October 1948), p. 1924—47.
- DIENER, C. (1925): *Grundzüge der Biostratigraphie*. Franz Deuticke, Leipzig und Wien.
- EATON, J. E. (1932): *Time Equivalent versus Lithologic Extension of Formations, discussion*. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol. 16, No. 10 (October 1932), p. 1043/44.
- EVANS, J. W. & STUBBLEFIELD, C. J. (1929): *Handbook of the Geology of Great Britain. A compilative work*. Thomas Murby & Co., London.
- FOURMARIER, P. (1934): *Vue d'ensemble sur la géologie de la Belgique*. Annales Soc. Géol. Belg., Mém., année 1933—1934.
- FRANCK, M. (1930a): *Beiträge zur vergleichenden Stratigraphie und Bildungsgeschichte der Trias-Lias-Sedimente im alpin-germanischen Grenzgebiet der Schweiz*. Neues Jb. Mineralogie etc., Beil.-Bd. 64, Abt. B.
- (1930b): *Das Wandern der „tektonischen“ Vortiefe in den Alpen*. Centralbl. Mineralogie, Geologie und Paläont. 1930, Abt. B, Nr. 1.
- (1937): *Ergebnisse neuer Untersuchungen über Fazies und Bildung von Trias und Jura in Südwest-Deutschland*. Geol. Rdsch. 28, Heft 6—8.
- GIGNOUX, M. (1950): *Géologie stratigraphique*. 4^e éd. Masson & Cie., Paris.
- GILLULY, J. (1949): *Distribution of Mountain Building in Geologic Time*. Bull. Geol. Soc. Amer. 60, No. 4 (April 1949), p. 561—590.

- HEDBERG, H. D. (1948): *Time-stratigraphic classification of sedimentary rocks*. Bull. Geol. Soc. Amer. 59, No. 5 (May 1948), p. 447—462.
- (1951): *Nature of time-stratigraphic units and geological time units*. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol. 35, No. 5 (May 1951), p. 1077—1081.
- JÄCKLI, H. (1941): *Geologische Untersuchungen im nördlichen Westschams (Graubünden)*. Eclogae geol. Helv. 34, N° 1, p. 17—105.
- (1944): *Zur Geologie der Stätzerhornkette*. Eclogae geol. Helv. 37, N° 1, p. 1—30.
- (1946): *Paliogeographische Studien im tiefpenninischen Flysch des Domleschg und Schams*. Eclogae geol. Helv. 39, N° 2, p. 109—115.
- KREJCI-GRAF, K. (1950): *Über die Phasen der Gebirgsbildung*. Geol. Rdsch. 38, Heft 2, p. 112—124.
- KRUMBEIN, W. C., SLOSS, L. L. & DAPPLES E. C. (1949): *Sedimentary Tectonics and Sedimentary Environments*. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol. 32, No. 11 (Nov. 1949), p. 1859—1891.
- LEROY, L. W. (1950): *Subsurface Geologic Methods. (A Symposium.)* 2^e éd. Colorado School of Mines, Golden, Colorado.
- LOMBARD, AUG. (1949): *Critères descriptifs et critères génétiques dans l'étude des roches sédimentaires*. Bull. Soc. Belge Géol. etc. 58, fasc. 2, p. 214—271.
- (1950—1951): *Les mouvements de l'écorce terrestre et leur enregistrement géologique*. Revue de l'Université de Bruxelles.
- MCKEE, E. D. (1949): *Facies changes in the Colorado Plateau*. Mem. Geol. Soc. Amer., No. 39, p. 35—48.
- MOORE, R. C. (1949a): *Introduction to Historical Geology*. (McGraw-Hill Book Comp. Inc. New York, Toronto, London.)
- (1949b): *Meaning of Facies*. Mem. Geol. Soc. Amer., No. 39, p. 1—34.
- NABHOLZ, W. K. (1943): *Gryphaeenfunde in den Schistes lustrés-Serien Bündens und des Wallis*. Eclogae geol. Helv. 36, N° 2, p. 224—226.
- (1945): *Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental*. Eclogae geol. Helv. 38, N° 1, p. 1—119.
- (1948a): *Das Ostende der mesozoischen Schieferhülle des Gotthard-Massivs im Vorderrheintal*. Eclogae geol. Helv. 41, N° 2, p. 247—268.
- (1948b): *Bericht über die Exkursion ins Kristallin der Adula-Decke und in die Bündnerschieferregion des Valsertals und des Lugnez*. Eclogae geol. Helv. 41, N° 2, p. 297—306.
- NÄNNY, P. (1946): *Neuere Untersuchungen im Prätigauflysch*. Eclogae geol. Helv. 39, N° 2, p. 115—132.
- (1948): *Zur Geologie der Prätigauschiefer zwischen Rhätikon und Plessur*. Diss., Zürich.
- PIA, J. (1930): *Grundbegriffe der Stratigraphie mit ausführlicher Anwendung auf die europäische Mitteltrias*. (F. Deuticke, Leipzig und Wien.)
- ROESLI, F. (1950): *Zur Paliogeographie der Perm-Ablagerungen von West-Texas—New Mexico*. Bull. Ver. schweiz. Petroleumgeologen und Petroleumingenieure 17, Nr. 53, p. 29—38.
- RUTSCH, R. F. (1947): *Paläontologische Arbeitsmethoden in der Erdölgeologie*. Bull. Ver. schweiz. Petroleumgeologen und Petroleumingenieure, No. 47, p. 14—28.
- SALOMON, W. (1925): *Grundzüge der Geologie*. (E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.)
- SCHENK, H. G., HEDBERG, H. D., TOMLINSON, C. W., EATON, J. E. and WHITE, R. T. (1941): *Stratigraphic Nomenclature, discussion*. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol. 25, No. 12 (Dezember 1941), p. 2195—2211.
- SCHINDEWOLF, O. H. (1950a): *Grundlagen und Methoden der paläontologischen Chronologie*. 3. Aufl. (Naturw. Verlag, vorm. Gebr. Borntraeger, Berlin-Nikolassee.)
- (1950b): *Grundfragen der Paläontologie*. (E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.)
- SCHMASSMANN, H. J. (1944): *Stratigraphie des mittleren Doggers der Nordschweiz*. Tätigkeitsber. naturf. Ges. Baselland 14, p. 13—180. (Diss. Basel.)
- SENN, A. (1934): *Beiträge zur Geologie des Alpensüdrandes zwischen Mendrisio und Varese*. Eclogae geol. Helv. 18, N° 4, p. 550—632.
- SHERLOCK, R. L. (1947): *The Permo-Triassic Formation*. (Hutchinson's Scientific and Technical Publications, London, New York etc.)
- SIMON, W. (1948): *Zeitmarken der Erde. Grund und Grenze geologischer Forschung*. (Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig.)

- SLOSS, L. L., KRUMBEIN, W. C. & DAPPLES, E. C. (1949): *Integrated Facies analysis*. Mem. Geol. Soc. Amer., No. 39, p. 91—124.
- STAUB, R. (1937/1942): *Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer*. Vjschr. naturf. Ges. in Zürich 82 und 87.
- (1938): *Einige Ergebnisse vergleichender Studien zwischen Wallis und Bünden*. Eclogae geol. Helv. 31, N° 2, p. 345—353.
- (1942): *Über die Gliederung der Bündnerschiefer im Wallis*. Eclogae geol. Helv. 35, N° 2, p. 112—115.
- STREIFF, V. (1939): *Geologische Untersuchungen im Otschams (Graubünden)*. Diss. Zürich.
- TERCIER, J. (1939): *Dépôts marins actuels et séries géologiques*. Eclogae geol. Helv. 32, p. 47—100.
- (1947): *Le Flysch dans la sédimentation alpine*. Eclogae geol. Helv. 40, p. 163—198.
- TOMLINSON, C. W. (1940): *Technique of stratigraphic Nomenclature*. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol. 42, N° 11 (November 1940), p. 2038—2046.
- TRÜMPY, R. (1945): *Le Lias autochtone d'Arbignon (Groupe de La Dent de Morcles)*. Eclogae geol. Helv. 38, N° 2, p. 421—429.
- (1949): *Der Lias der Glarner Alpen*. Denkschriften der Schweiz. naturf. Ges., Bd. 79, Abh. 1.
- VONDERSCHMITT, L. (1940): *Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geol. Gesellschaft in den Südtessin*. 30. September bis 2. Oktober 1940. Eclogae geol. Helv. 33, N° 2, p. 205—219.
- WEGMANN, E. (1950a): *Diskontinuität und Kontinuität in der Erdgeschichte*. Geol. Rdsch. 38, Heft 2, p. 125—132.
- (1950b): *Le spectre des mouvements de l'écorce terrestre et leur enregistrement dans les sédiments*. Int. Geol. Congress, Reporte of the Eighteen Session, Great Britain 1948, Part IV, p. 94—99.
-

Neuere Untersuchungen in der Vorarlberger Flyschzone

Von **Franz Allemann**, Bern, **Rudolf Blaser**, Bern, und **Paul Nänny**, Zürich

Mit 7 Textfiguren und 1 Tabelle

In der geologischen Literatur der letzten dreissig Jahre erschienen zahlreiche Publikationen, die sich mit den Problemen der Flyschmassen im Wäggital, in der östlichen Wildhauser Mulde, im Fürstentum Liechtenstein, im Vorarlberg, im Allgäu und am bayrisch-österreichischen Alpenrand befassten. Die ersten Spezialuntersuchungen beschränkten sich auf lokal begrenzte Abschnitte. Später gingen verschiedene Autoren, E. KRAUS (1942), M. RICHTER (1937) und seine Schüler dazu über, die oben aufgezählten Gebiete miteinander zu vergleichen. Es ist in erster Linie das Verdienst von E. KRAUS, durch weitgespannte Untersuchungen die einzelnen Flyschgebiete als Teile einer im grossen betrachtet einheitlichen Flyschzone erkannt zu haben. Diese Zone – wir bezeichnen sie im folgenden in ihrer ganzen Längserstreckung als Vorarlberger Flyschzone s. l. oder kurz Vorarlberger Flysch – lässt sich vom Sihltal (die westliche Fortsetzung scheint uns zur Zeit noch nicht völlig abgeklärt) über das Wäggital, die Wildhauser Mulde, Liechtenstein, Vorarlberg bis ins Allgäu verfolgen und verläuft weiter gegen Osten in einer vielleicht etwas veränderten Ausbildung dem bayrisch-österreichischen Alpenrand entlang.

Die Vorarlberger Flyschzone ist der nördlich anschliessenden, tektonisch tieferen Wildflyschzone aufgeschoben. Diese letztere wird nach den meisten Autoren (KRAUS, RICHTER usw.) als selbständige tektonische Einheit betrachtet und dem Ultrahelvetikum zugerechnet, von M. BLUMENTHAL (1936 a und b) hingegen als höchstes Schichtglied der südhelvetischen Säntis-Decke aufgefasst. Nach W. LEUPOLD (1942) u. a. hat dieser Wildflysch-Komplex, der durch seinen Reichtum an „exotischen“ Geröllen bekannt ist, in der Schweiz priabones Alter.

Überlagert wird der Vorarlberger Flysch vom Liechtensteinischen bis ins Allgäu durch eine Quetschzone wechselnder Zusammensetzung, welche in Liechtenstein wahrscheinlich in der Hauptsache noch aus Gesteinen unterostalpinen Provenienz besteht. Im Vorarlberg und Allgäu setzt sich diese an der Basis der oberostalpinen Schubmasse mitgeschürfte Quetschzone immer mehr aus stirnwärtigen Anteilen der Allgäu-Decke (oberostalpin) zusammen. Für deren eingehendere Beschreibung sei auf die Arbeiten von M. BLUMENTHAL (1936 a und b) verwiesen.

An Versuchen, die Flyschzone stratigraphisch zu gliedern, ihre tektonische Lage und ihre Stellung im alpinen Bauplan zu erkennen, hat es nicht gefehlt. Diese Gliederungsversuche basieren, teils mangels Funden von Leitfossilien, teils in Verkenntung des Leitwertes der Gattung *Globotruncana* CUSHMAN, hauptsächlich auf lithologischen Gesichtspunkten. Dabei wurden gewisse Abschnitte der Schichtreihe des Vorarlberger Flysches irrtümlicherweise mit z. T. ähnlich ausgebildeten, altersmässig aber nicht äquivalenten unterostalpinen Gesteinsserien verglichen. Ohne genügend gesicherte Stratigraphie war es auch nicht möglich, die tektonischen Verhältnisse in befriedigender Weise abzuklären.

E. KRAUS sowie M. RICHTER und seine Schüler vertraten in ihren letzten Arbeiten die Ansicht, dass die Vorarlberger Flyschzone eine Schichtfolge umfasse, welche vom Urgo-Aptien bis in die oberste Kreide, am Ostende der Zone vielleicht bis ins Alttertiär reiche. Sie nahmen ferner an, dass der Vorarlberger Flysch im westlichen Gebiet (Vorarlberg und Allgäu) in zwei tektonisch selbständige Einheiten (Sigiswanger- und Oberstdorfer-Decke) aufgespalten sei, im Osten (bayrisch-österreichischer Flysch) jedoch eine tektonisch einheitliche Zone bilde. Bezüglich der Stellung der Flyschzone im alpinen Bauplan weichen die Ansichten von KRAUS von denen von RICHTER und seinen Schülern ab, indem ersterer die Flyschzone als ultrahelvetisch auffasst¹⁾, letztere dieselbe als unterostalpin betrachten.

In den letzten Jahren sind nun in der Schweiz und im Fürstentum Liechtenstein eine Anzahl von Flyschuntersuchungen abgeschlossen worden, bei denen die Gliederung hauptsächlich auf paläontologische Ergebnisse abgestellt wurde. Im Anschluss an unsere Untersuchungen im Prätigauflysch (P. NÄNNY 1948) und in den Flyschbildungen des Fürstentums Liechtenstein (R. BLASER 1950 sowie F. ALLEMANN & R. BLASER 1950) unternahmen wir im Herbst 1950 mehrere Exkursionen in die Vorarlberger Flyschzone, welche sich auf das Gebiet zwischen dem Fürstentum Liechtenstein und Pfronten im Allgäu erstreckten. Als vorläufige Mitteilung der dabei erzielten Ergebnisse beschreiben wir vorerst kurz das stratigraphische Profil des Vorarlberger Flysches, das sowohl im Hinblick auf die lithologische Zusammensetzung als auch nach der altersmässigen Stellung der im Feld erkennbaren Gesteinsserien vom Fürstentum Liechtenstein bis ins Allgäu eine ausserordentliche Konstanz aufweist.

Im Anschluss daran nennen wir die Lokalitäten, an denen wir die einzelnen Gesteinsserien in drei auf das Gebiet zwischen Liechtenstein und Allgäu verteilten, sehr gut aufgeschlossenen Profilen studieren und deren Alter durch Mikrofossilfunde bestimmen konnten. Einige Bemerkungen über die Tektonik des untersuchten Flyschkomplexes bilden den Schluss dieser Mitteilung.

A. Das stratigraphische Profil des Vorarlberger Flysches

Wir beschreiben die einzelnen Gesteinsserien in ihrer normalen Reihenfolge von unten nach oben. Die Benennung der Serien erfolgte mit Ausnahme der tiefsten Serie nach Typlokalitäten im Fürstentum Liechtenstein, welche an anderer Stelle näher beschrieben sind (F. ALLEMANN & R. BLASER 1950). Für die tiefste Serie des Vorarlberger Flysches übernehmen wir die von M. FORRER (1949) im Gebiet der östlichen Wildhauser Mulde eingeführte Bezeichnung.

1. Basis-Serie (Cénomaniien)

Diese tiefste Gesteinsserie besteht aus einer unruhigen Wechsellagerung von dünnbankigen kieseligen Kalken, feinkörnigen tonigen Sandsteinen oder sandigen Schiefern, vereinzelt Sandkalken und hellgrau anwitternden Mergelkalken. Das cenomane Alter der Serie beweisen Dünnschliffe mit: *Globotruncana (Rotalipora) apenninica* var. *typica* GANDOLFI (siehe Fig. 1), *Globotruncana (Rotalipora) apenninica* var. *alpha* GANDOLFI, *Globotruncana* cf. (*Thalmaninella*) *ticinensis* GANDOLFI, *Globotruncana (Rotalipora) alpina* BOLLI (siehe Fig. 2), *Globotruncana (Rotalipora) reicheli* MORNOD, *Planulina buxtorfi* GANDOLFI.

¹⁾ Der Begriff „ultrahelvetisch“ wird dabei auf Grund tektonischer Auffassungen, denen wir nicht beipflichten können, auf den ganzen zwischen Helvetikum und Oberostalpin liegenden Sedimentationsraum ausgedehnt.

Diese in Vorarlberg und Allgäu auftretende, im Fürstentum Liechtenstein jedoch nicht aufgeschlossene tiefste Serie des Vorarlberger Flysches stimmt lithologisch und altersmässig vollkommen mit der Basis des Flysches in der östlichen Wildhauser Mulde überein.

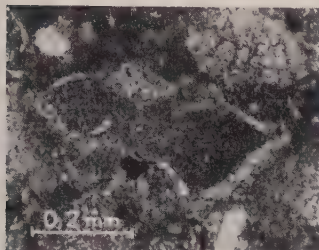


Fig. 1. *Globotruncana (Rotalipora) apenninica* var. *typica* GANDOLFI; Basis-Serie, zwischen Steinmandl und Gerachsattel, b. Baad (Kl. Walsertal).

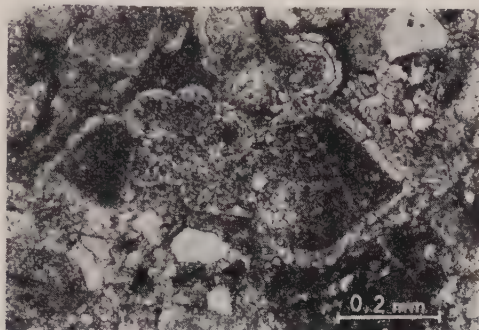


Fig. 2. *Globotruncana (Rotalipora) alpina* BOLLI; Basis-Serie, zwischen Steinmandl und Gerachsattel, bei Baad (Kleines Walsertal).

2. Schwabbrünnen-Serie (Turonien – ? unteres Sénonien)

Sie besteht aus einer monotonen Folge von meist dickbankigen, mittel- bis grobkörnigen Sandsteinen (Hauptflyschsandstein nach KRAUS, Reiselsberger Sandstein nach RICHTER), die mit holzbrauner bis ockergelber, oft tiefer Rinde verwittern. Wir konnten in dieser Serie *Globotruncana lapparenti bulloides* VOGLER nachweisen, was ein turones Alter vermuten lässt. Zum gleichen Resultat bezüglich des Alters dieser Sandsteine gelangte M. FORRER in der Wildhauser Mulde, ebenfalls gestützt auf Globotruncanenfunde.

3. Plankner-Serie (Unteres Sénonien)

Über dem Sandsteinkomplex, aus diesem durch Wechsellagerung hervorgehend, folgt gegen oben eine etwa 200 m mächtige Serie, die aus einer dünnbankigen, oft intensiv verfäلتeten Folge von Mergelkalken, feinstkörnigen kieseligen Kalken, Spongiten und Mergelschiefern besteht. Das untersenone Alter dieser Gesteinsserie ergibt sich aus der Stellung zwischen der liegenden turonen Sandsteinserie und der hangenden Serie von Campanien-Maestrichtien-Alter, mit der sie normalstratigraphisch durch einen allmählichen lithologischen Übergang verknüpft ist.

4. Planknerbrücke-Serie (Campanien und unteres Maestrichtien)

Sie besteht aus einer charakteristischen Gesteinsfolge, die sich besonders durch Feinbrekzien mit kalkigem Bindemittel und mittelgrobe Sandkalke von den übrigen Abschnitten des Vorarlberger Flysches unterscheidet. Typisch für diesen Abschnitt sind mehrfach sich wiederholende Kleinzyklen in der Reihenfolge: Feinbrekzien – Sandkalke bis kieselige Kalke – dichte Kalke und Mergel – bis Tonschiefer. „Graded bedding“ kann häufig beobachtet werden. Der Reichtum dieser Serie an Mikro-

fossilien ist beträchtlich. Als leitende Formen stellten wir fest: *Globotruncana* cf. *stuarti* (DE LAPPARENT), *Globotruncana caliciformis* (DE LAPPARENT), *Globotruncana leupoldi* BOLLI, *Globotruncana pendens* VOGLER, *Globotruncana lapparenti tricarinata* (QUEREAU), *Globotruncana lapparenti lapparenti* BROTZEN, *Siderolites vidali* DOUVILLÉ, *Siderolites calcitrapoides* LAM., *Orbitoides* sp., *Orbitoides* aff. *apiculata* SCHLUMBERGER, *Orbitoides media* (D'ARCHIAC) und *Lepidorbitoides socialis* (LEYMERIE).

5. Fanóla-Serie (Maestrichtien)

Nach oben leitet die Planknerbrücke-Serie in eine Gesteinsfolge über, die sich besonders in ihren tieferen Abschnitten durch mehrere Meter mächtige und wiederholte Einschaltungen von russgrauen Sand-

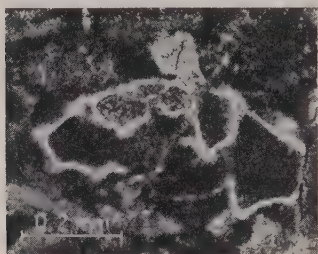


Fig. 3. *Globotruncana leupoldi* BOLLI; Fanóla-Serie, zwischen Derre-Alpe und Ob. Spital-Alpe, b. Baad (Kl. Walsertal).

schiefern kennzeichnet. Diese sandig-tonigen Schiefer gleichen faziell durchaus den helvetischen Wangschiefen. Sporadisch sind in diesem Abschnitt dunkelgraue, geringmächtige Brekzienlagen mit tonigem Bindemittel eingeschaltet. Relativ selten treten auch Sandkalke auf. Weiter nach oben setzen immer mehr kieselige bis quarzitisches, dünnbankige Gesteine ein, die mit Mergelschiefern wechsellagern. Die Brekzien, Sandkalke und Sandschiefer lieferten folgende Fossilien, die das Maestrichtien-Alter der Serie beweisen: *Globotruncana stuarti* (DE LAPPARENT), *Globotruncana leupoldi* BOLLI (siehe Fig. 3), *Siderolites vidali* DOUVILLÉ (siehe Fig. 4), *Siderolites calcitrapoides* LAM., *Orbitoides* sp. Zwischenform *Orbitoides media* (D'ARCHIAC)/*Orbitoides apiculata* SCHLUMBERGER (siehe Fig. 5).



Fig. 4. *Siderolites vidali* DOUVILLÉ; Fanóla-Serie, Grosslochbachtobel (Fürstentum Liechtenstein).

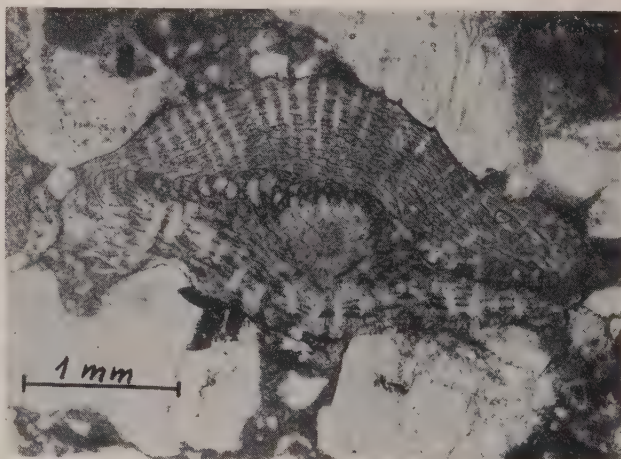


Fig. 5. *Orbitoides media* (D'ARCHIAC) / *Orbitoides apiculata* SCHLUMBERGER; Fanóla-Serie, Grosslochbachtobel (Fürstentum Liechtenstein).

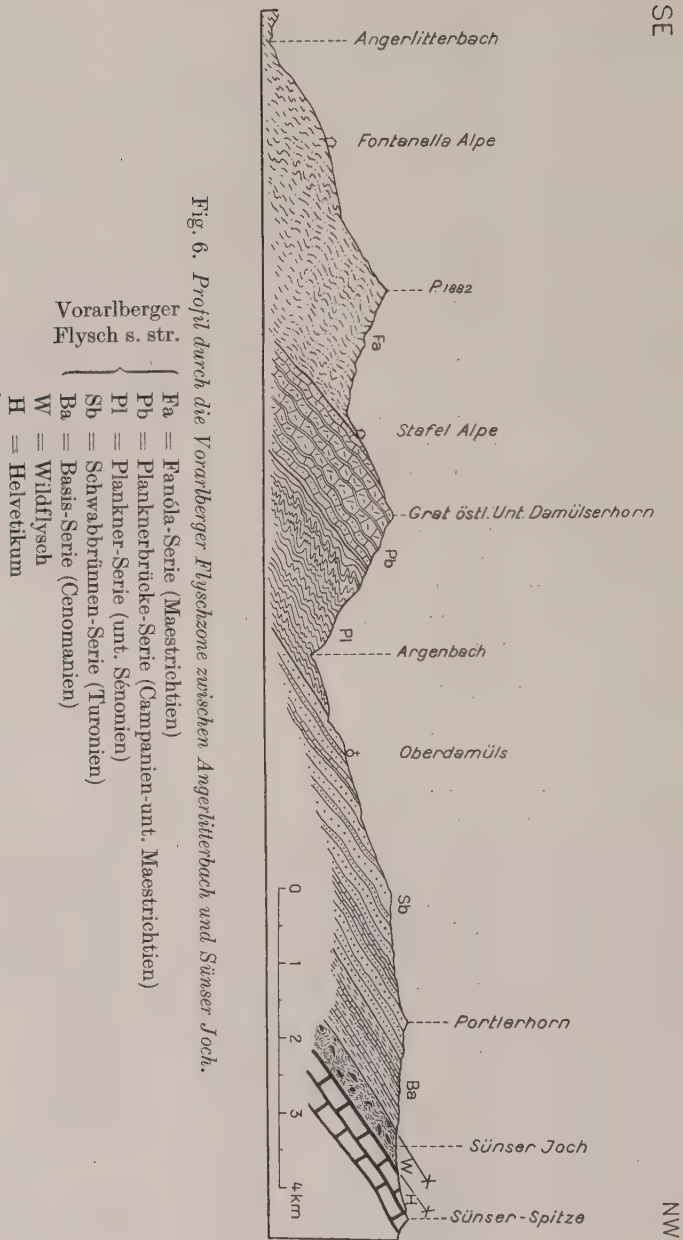
B. Beschreibung der typischen Profile

1. Fürstentum Liechtenstein

Den vollständigsten Überblick über die Zusammensetzung des Vorarlberger Flysches in diesem Gebiet gewinnt man beim Studium des *Profils im Grosslochbach-tobel*, östlich Schaan, das an anderer Stelle ausführlich beschrieben ist (F. ALLEMANN & R. BLASER 1950). Als tiefsten Komplex treffen wir hier im Steinbruch Schwabbrünnen, östlich Schaan, die nach dieser Lokalität benannte Sandsteinserie. Die cenomane Basis-Serie ist im Fürstentum Liechtenstein nicht aufgeschlossen, sie liegt vermutlich unter den mächtigen Alluvionen des Rheintals begraben. Im Profil des genannten Tobels folgen nach oben auf der Höhe des Dorfes Planken die Plankner-Serie, beim Übergang der Bergstrasse von Planken nach Gafadura über den Grosslochbach die Planknerbrücke-Serie und auf der Höhe von ca. 960 bis 1080 m. ü. M. die Fanóla-Serie. Die letztere Serie, der stratigraphisch höchste Abschnitt des Vorarlberger Flysches, wird in diesem Profil von einer ca. 100 m mächtigen Kieselkalkgruppe überlagert. Diese letztere entspricht sehr wahrscheinlich dem Vaduzer Flysch, der zusammen mit dem Komplex des Triesner Flysches einem etwas weiter im Süden gelegenen Ablagerungsraum entstammt und im Querschnitt des Rheintals auf den Vorarlberger Flysch überschoben ist. Zur näheren Erläuterung der stratigraphischen Beziehungen zwischen diesen beiden eng verwandten Flyschmassen des Vorarlberger Flysches einerseits, des Vaduzer und Triesner Flysches andererseits, verweisen wir auf die zusammenfassende stratigraphische Tabelle. Im Grosslochbach-tobel ist zwischen der Obergrenze der Flyschbildungen und der Basis der oberostalpinen Lechtal-Decke noch eine ca. 30 m mächtige Quetschzone eingeschaltet, auf die wir an dieser Stelle nicht näher eintreten.

2. Gebiet zwischen Ill und Bregenzer Aach (dazu Figur 6).

Einen sehr schönen Einblick in die Stratigraphie und die Tektonik des Vorarlberger Flysches gewinnt man beim Studium der *Gegend zwischen Damülser Mittagspitz und Zitterklapfen*. Über der generell nach Südosten einfallenden helvetischen Kreide-Tertiärserie ist am Sünserjoch der durch seinen Reichtum an grobem „exotischem“ Geröllmaterial leicht erkennbare Wildflysch sehr schön aufgeschlossen. Beim Aufstieg vom Sünserjoch gegen das Portlerhorn wird der Wildflysch unmittelbar über der Passlücke mit scharfer (tektonischer) Grenze überlagert durch die Basis-Serie des Vorarlberger Flysches, welche den Nordgrat des Portlerhorns bis etwa 250 m nördlich des Gipfels aufbaut. Das Portlerhorn selbst besteht aus den massigen Sandsteinen der Schwabbrünnen-Serie. Da auch die Masse des Vorarlberger Flysches wie die helvetische Decke generell nach Südosten einfällt, gelangt man bei der Verfolgung des Flyschprofils in südöstlicher Richtung in immer jüngere Flyschserien. So gehören die Aufschlüsse im Gebiet von Damüls und am Nordfuss des Unteren Damülserhorns zu der Plankner-Serie, währenddem die Gipfelpartie des Unteren Damülserhorns, die Aufschlüsse auf Faschinajoch und das Zafernhorn bereits aus den typischen Gesteinen der Planknerbrücke-Serie bestehen. Auf dem Grat zwischen Zafernhorn und Blasenka beobachtet man schliesslich noch ein lückenlos aufgeschlossenes Profil der Fanóla-Serie, die bei Blasenka an einer scharf ausgeprägten Überschiebungsgrenze unter die ostalpine Allgäu-Decke eintaucht. Die in der Quetschzone zwischen den Flyschbildungen und der Allgäu-Trias auftretenden mannigfaltigen Gesteine, z. B. cenomane Couches rouges, bunte Konglomerate, Liasschiefer usw., betrachten wir mit M. BLUMENTHAL als eingewickelte Sedimente der Allgäu-Decke. Auf keinen Fall handelt es sich dabei um die jüngsten Glieder der Vorarlberger Flyschserie, wie dies von E. KRAUS postuliert wurde.



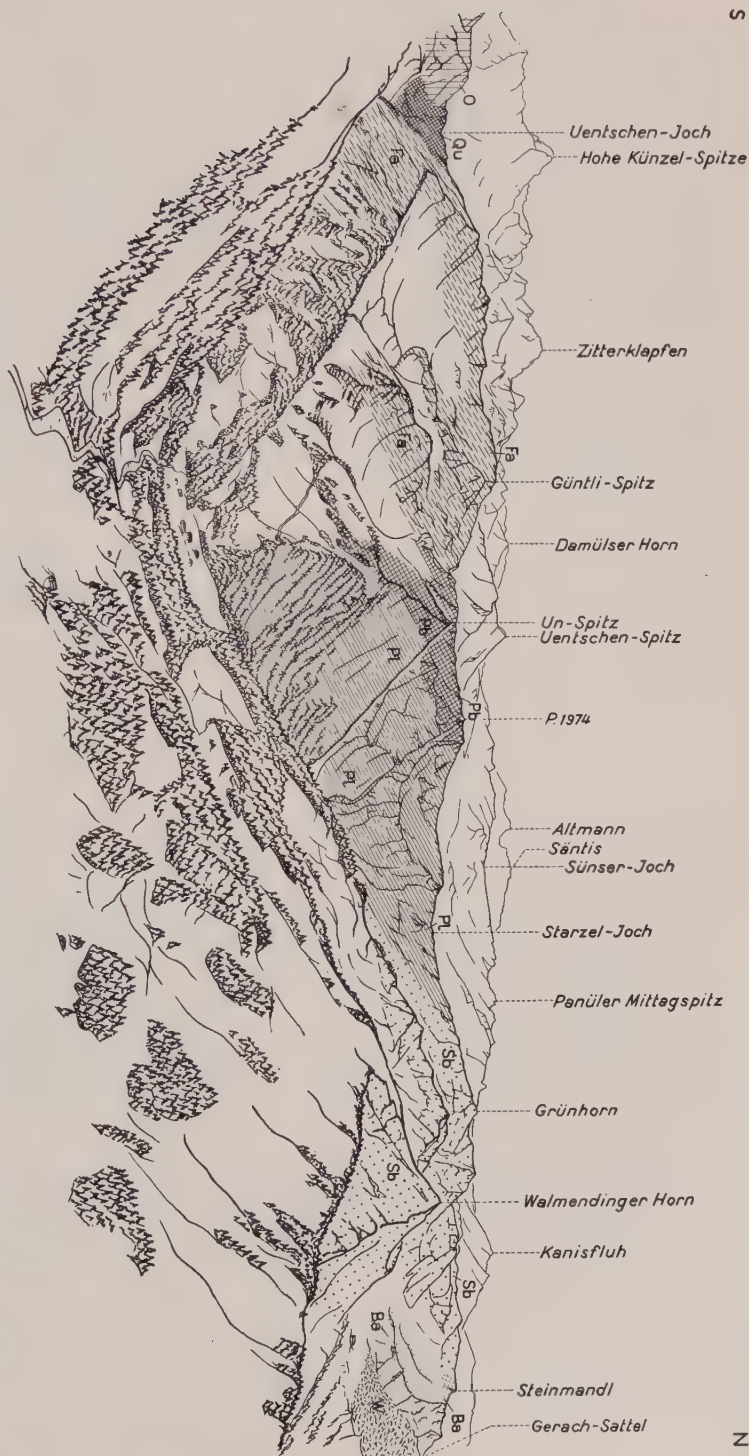


Fig. 7. Ansicht der Vorarlberger Flyschzone zwischen Uentschen-Joch und Gerach-Sattel von Mittelberg.

O = Oberostalpin (Allgäu-Decke)

Q = Quetschzone

Fa = Fandöla-Serie (Maestrichtien)

Pb = Planknerbrücke-Serie (Campanien-unt. Maestrichtien)

Pl = Plankner-Serie (unt. Sénonien)

Sb = Schwabbrünnen-Serie (Turonien)

Ba = Basis-Serie (Cénomannien)

W = Wildflysch

Vorarlberger
Flysch s. str.

3. Gebiet zwischen Bregenzer Aach und Iller (dazu Figur 7)

Zehn Kilometer weiter östlich, am sehr schön aufgeschlossenen *Gratprofil zwischen Gerachsattel und Uentschenjoch* entsprechen die Verhältnisse vollkommen denjenigen des vorhin beschriebenen Gebietes. Die Basis-Serie ist der Wildflyschzone des Gerachsattels aufgeschoben und bildet den Grat bis unmittelbar nördlich des Steinmandl (P. 1984). Die Schwabbrünnen-Serie bildet den felsigen Grat zwischen Steinmandl und Grünhorn. Vom Starzeljoch bis etwas nördlich P. 1974 besteht der Nord-Süd-verlaufende Grat aus den dünnbankigen Gesteinen der Plankner-Serie. Punkt 1974 selbst und die etwas östlich gelegene Unspitze werden aus den Gesteinen der Planknerbrücke-Serie aufgebaut. Der felsige Rücken nördlich Derrealpe und das Gratprofil über Güntlispietz-Derrejöchl Hintere Uentschenspitze gehört ganz der Fanóla-Serie an. Am Ütschenjoch taucht diese höchste Serie des Vorarlberger Flysches wie bei Blasenka mit südöstlichem Fallen unter die ostalpine Schubmasse ein. Die Quetschzone zwischen der Fanóla-Serie und dem Hauptdolomit der Allgäu-Decke am Nordfusse des Älpeles-Kopf besteht aus denselben Gesteinen wie im Profil von Blasenka.

Zusammenfassend kann über die Stratigraphie der Vorarlberger Flyschzone gesagt werden, dass dieselbe aus einer vom Cénomaniien bis ins Maestrichtien reichenden, normalen Schichtfolge gebildet wird. Tertiär wurde im untersuchten Gebiet nicht festgestellt. Ältere als cenomane Bildungen fehlen.

C. Tektonik

Die Serien des Vorarlberger Flysches zeigen im Gebiet zwischen Rheintal und Allgäu stellenweise sehr intensive Detailfaltung, jedoch keine Verfaltungen grösseren Stils, die das Normalprofil der Schichtfolge zu stören vermöchten. Der Vorarlberger Flysch fällt, im grossen gesehen, in konkordanter Lagerung mit der Wildflyschmasse und der helvetischen Säntis-Decke gegen Süden bzw. Südosten unter die oberostalpine Schubmasse ein. *Eine Aufgliederung des Vorarlberger Flysches in zwei tektonisch selbständige Einheiten (Sigiswanger- und Oberstdorfer-Decke nach KRAUS, RICHTER u. a.) ist, wie M. BLUMENTHAL schon im Jahre 1936 klar erkannte, nicht gerechtfertigt. Mit Hilfe der mikropaläontologischen Untersuchungen konnte nun bewiesen werden, dass die Masse des Vorarlberger Flysches im Gebiet zwischen Rheintal und Allgäu aus einer einheitlichen, durchgehenden Schichtfolge vom Cénomaniien bis ins Maestrichtien besteht.*

Die Annahme von KRAUS, RICHTER u. a., wonach die tiefsten Flyschserien dem Urgo-Aptien und Gault angehören sollen, beruht auf falschen lithologischen Vergleichen mit Schichtgliedern unterostalpiner Herkunft und konnte widerlegt werden. Es bestehen keine Faziesanalogien zwischen altersäquivalenten Schichtgliedern der Falknis-Decke und des Vorarlberger Flysches, wie dies von den genannten Autoren angenommen wurde. Sehr enge Beziehungen dieser Art existieren jedoch zwischen dem Komplex der Prätigauschiefer und dem Vorarlberger Flysch; wir verweisen dafür auf die zusammenfassende stratigraphische Tabelle.

Tabelle 1: Stratigraphische Übersicht

Alter	Vorarlberger Flysch	Vaduzer und Triesner Flysch	Prätauschiefer
Untereozän	Nicht nachgewiesen	Nicht nachgewiesen	<i>Ruchberg-Serie</i> : mittel- bis grobkörnige Sandsteine mit dünnen Zwischenlagen von Tonschiefern
Paleozän	Nicht nachgewiesen	Nicht nachgewiesen	<i>Oberäppli-Serie</i> : Quarzite und Tonschiefer
Maestrichtien	<i>Fanóla-Serie</i> : Oben: Wechsellaagerung von Quarziten oder feinkörnigen Sandsteinen mit Mergelschiefern Unten: russgraue Sandschiefer mit sporadischen Brekzieneinlagerungen	<i>Triesner Flysch</i> : wie Fanóla-Serie, etwas kalkiger ausgebildet	<i>Eggberg-Serie</i> : mächtige Lagen dunkler Mergelkalke (ähnlich helv. Wangschichten); daneben Brekzien und sandige bis dichte Kalke mit Schieferzwischenlagen
Campanien	<i>Planknerbrücke-Serie</i> : Sandkalke und Kalkbrekzien vorwiegend. Daneben atypische Kalke und Schiefer	Nicht aufgeschlossen	<i>Gyrnspitz-Serie</i> : Sandkalke und Kalkbrekzien; daneben kieselige und dichte Kalke
Unteres Sónonien	<i>Plankner-Serie</i> : Monotone Wechsellaagerung von dünnbankigen, dichten Kalken und Mergelkalken mit Mergelschieferlagen	<i>Eichholzobel-Serie</i> : Wechsellaagerung von vorwiegend Mergelschiefern mit Kieselkalken	<i>Fadura-Serie</i> : Banale Folge von dünnbankigen, dichten und kieseligen Kalken mit mergeligen bis tonigen Schiefen
Turonien	<i>Scharbbrünnen-Serie</i> : Monotone Schichtfolge von mittel- bis grobkörnigen Sandsteinen mit holzbrauner bis ockergelber Verwitterungsrinde	<i>Schloss-Serie</i> : Monotone Serie von Kieselkalken. Gegenüber der Schwabbrünnen-Serie feinkörniger und kalkreicher	<i>Pflüggat-Serie</i> : Markante Brekzien- und Mergelkomplexe. Kleinzyklische Gliederung in der Reihenfolge: Grobe Brekzien oder Konglomerate, Sandsteine, sandige Kalke, hell anwitternde Mergel
Cénomanien	<i>Basis-Serie</i> : Wechsellaagerung von russgrauen, sandigen Schiefen, hellgrau anwitternden Mergelschiefern, Kieselkalken, dünnbankigen Sandsteinen oder Sandkalken	Nicht nachgewiesen	<i>Sassauna-Serie</i> (oberer Teil): Kalke (häufig kiesel-sandig) wechsellaagernd mit Ton- und Mergelschiefern; seltener auch Sandsteine und Brekzien Die Altersbezeichnung dieser Schichten und der in normalem Verband darunter folgenden, mächtigen Schiefererien ist paläontologisch nicht belegt.

Über die ursprüngliche Lage des Vorarlberger Flysches im alpinen Ablagerungsraum orientiert uns die tektonische Stellung dieses Komplexes im Deckenquerprofil des Rheintales. Von oben nach unten, bzw. von Süden nach Norden fortschreitend, treten in diesem Profil folgende tektonische Einheiten auf:

1. Lechtal-Decke (oberostalpine Schubmasse)
2. Sulzfluh- und Falknis-Decke (unterostalpine Decken)
3. Prätigauschiefer (nördliche Partie der penninischen Bündnerschiefer-Schubmassen)
4. Triesner und Vaduzer Flysch
5. Vorarlberger Flysch
6. Wildflysch
7. Säntis-Decke (helvetische Decke)

In den Querprofilen von Vorarlberg und Allgäu liegen die penninischen Elemente unter der hier weit nach Norden verfrachteten oberostalpinen Schubmasse (Allgäu-Decke als tiefste oberostalpine Einheit hervortretend) begraben. Die drei Elemente Triesner und Vaduzer Flysch, Vorarlberger Flysch und Wildflysch müssen dem Faziesraum zwischen den nordpenninischen Prätigauschiefern und den südlichen Partien der helvetischen Säntis-Decke, d. h. dem ultrahelvetischen Faziesraum, zugerechnet werden.

Literatur

- ALLEMANN, F. & BLASER, R. (1950): *Vorläufige Mitteilung über die Flyschbildungen im Fürstentum Liechtenstein*. Eclogae geol. Helv., 43, 2.
- BLASER, R. (1950): *Geologie des nördlichen Fürstentums Liechtenstein*. Diss. Bern, Manuskript.
- BLUMENTHAL, M. (1936a): *Kurze Notiz über die stratigraphisch-tektonische Aufteilung der ultrahelvetisch-austriden Grenzzone in Vorarlberg und im Allgäu*. Jb. geol. Bundesanstalt, 86, H. 3 und 4, Wien.
- (1936b): *Die Allgäu-Decke in den Bergen des Grossen Walsertales (Vorarlberg)*. Eclogae geol. Helv., 29, 2.
- FORRER, M. (1949): *Zur Geologie der östlichen Wildhauser Mulde*. Diss. Basel.
- KRAUS, E. (1942): *Neue Wege der nordalpinen Flyschforschung*. Neues Jb. Min., Abt. B, 87.
- LEUPOLD, W. (1942): *Neue Beobachtungen zur Gliederung der Flyschbildungen der Alpen zwischen Reuss und Rhein*. Eclogae geol. Helv., 35, 2.
- NÄNNY, P. (1948): *Zur Geologie der Prätigauschiefer zwischen Rhätikon und Plessur*. Diss. Zürich.
- RICHTER, M. (1937): *Die deutschen Alpen und ihre Entstehung*. Deutscher Boden, 5 (Bornträger, Berlin).

Manuskript eingegangen am 27. März 1951.

Découverte d'un nouvel affleurement d'Autochtone sédimentaire sur le versant Nord du Petersgrat (Coord. 627 200/146 000)

Par Theodor Hügi et Léon W. Collet¹⁾

Avec 1 figure dans le texte

Les derniers étés très secs, de 1947 à 1949, ont considérablement diminué l'épaisseur des petits glaciers alimentés par le Petersgrat. De nouveaux affleurements apparaissent ici et là qui sont bienvenus des géologues. Ainsi l'affleurement nouveau découvert par l'un de nous (Th. H.) à la fin de l'été 1948, à la limite Nord de la Feuille Kippel (Coord. 627 200/146 000). Après avoir établi la succession stratigraphique sur la base des échantillons soigneusement repérés, l'autre de nous (L. W. C.) conseilla de revoir l'affleurement en 1949 en espérant que des Ammonites seraient trouvées, comme certains restes le faisaient prévoir.

La coupe levée en 1949 par Th. HÜGI est la suivante,

de bas en haut:

- I. **Trias supérieur**, sortant du glacier, calcaires dolomitiques 3–4 m.
- II. **Lias**: manque
- III. **Bajocien inférieur**: manque
- IV. **Bajocien moyen** calcaires échinodermiques à Rhynchonelles, 3 m.
- V. **Bajocien supérieur**, apparition des oolithes ferrugineuses avec un fragment de *Garantia sp. ind.* et le faciès passe franchement aux oolithes ferrugineuses, à la base desquelles on a trouvé un échantillon de:

Parkinsonia subarietis, WETZEL

que nous figurons ici. Le Bajocien supérieur est très peu épais. Nous retrouvons ici, comme au Rottal (Jungfrau) l'épanouissement du faciès des oolithes ferrugineuses avec le Bathonien. Comme au Rottal, sur la vire qui conduit de la Kalte Brunnen au Schwarz Mönch, les oolithes ferrugineuses débutent au Bajocien supérieur.

- VI. **Bathonien-Callovien**, oolithes ferrugineuses avec débris d'Ammonites. 1,50 m.
- VII. **Oxfordien**: manque comme au Rottal.
- VIII. **Argovien**, calcaires schisteux en plaquettes généralement séparées par des bandelettes jaunes. 8–10 m visibles, puis glacier.

Si nous figurons la *Parkinsonia subarietis* dont il est question plus haut, c'est qu'une Ammonite dans un pareil état de conservation est chose extrêmement rare

¹⁾ Publié avec l'autorisation de la Commission Géologique Suisse.

dans les Alpes. De plus, l'échantillon figuré possède toutes les caractéristiques du type décrit, p. 187 et figuré par WALTER WETZEL²⁾ pl. XIII, fig. 18 et 19.

Dans l'Autochtone de la base de la Jungfrau, Collet et Paréjas ont envisagé que les couches à Rhynchonelles appartenaient au Bajocien moyen et que le Bajocien inférieur manquait.



Fig. 1. *Parkinsonia subarictis* WETZEL. Grandeur naturelle.

Sur le Col entre l'Elwertätsch et le sommet 3160 m., sur le Gasterngrat³⁾, on voit les calcaires échinodermiques du Bajocien moyen qui transgressent sur la surface érodée des calcaires dolomitiques du Trias (COLLET). Dans notre nouvel affleurement l'érosion de ces derniers n'est pas si prononcée, mais la surface des calcaires dolomitiques est nettement bosselée.

En résumé: le nouvel affleurement d'Autochtone du versant Nord du Petersgrat augmente vers le SW nos connaissances sur l'Autochtone sédimentaire.

²⁾ WALTER WETZEL: Faunistische und stratigraphische Untersuchung der Parkinsonien-schichten des Teutoburger Waldes bei Bielefeld; *Paleontographica* Bd. LVIII s. 139-277. t. XI bis XX. Stuttgart 1911.

³⁾ Pour la définition de ce terme voir: COLLET, *Eclogae geol. Helv.* 40, p. 257, note infra-paginale.

On the Glaciation of South America as related to Tectonics Observations 1939—1947

By **Arnold Heim**

With 3 figures

Content

	Page
Introduction	171
Magallanes Strait and the Patagonian Fjords	172
Lago Argentino	173
Lago Buenos Aires	174
Northern Patagonia and Chilean Switzerland	174
Region of Aconcagua-Mercedario, Lat. 32° S.	176
Paso San Francisco and the highest Volcanoes (Lat. 27° S.)	176
Bolivia	177
Peru	177
Ecuador-Columbia	179
General Considerations	179
Appendix: Observations on the Carboniferous Ice Age in Northern Argentina	180
Zusammenfassung	181
References	181

Introduction

The present paper has been presented to the XVIIIth International Geological Congress, held in August 1948 in London, and was accepted by the Editorial Board (See Abstracts published for the Congress). Unfortunately, for financial reasons, it was decided in November 1950 that only one paper of each author could be printed in full under Part XIII. Thus, with the expression of regret, the manuscript was returned to the author.

The observations in this report are mainly based on the authors private travels during the years 1939 to 1947. Part of the observations have been published in Spanish, English and German, though no general review was presented on the relation of the glaciation with the vertical tectonical movements of the Andes. The following voyages were made:

1) October 1939—March 1940: Chilean Switzerland (Lake district of Southern Chile) and Southern Patagonia, crossing the Andes from Puerto Aysen to E (Argentine Pampa), thence penetrating eastward on Lago Buenos Aires to the Inland Ice of San Valentin region (45–47° S). HEIM, ARN., 1940.

2) Jan.–March 1944: Atlantic coast from Comodoro Rivadavia–Rio Gallegos through Magellan Strait and Fjord channels to Puerto Montt and Valdivia in Chile. Therefrom crossing the southern Andes via Lago Todos los Santos to Bariloche in Argentina.

3) April–June 1944: Geological studies of Precordillera and High Cordillera of Dep. San Juan, northern Argentina. Carboniferous, Pleistocene and Present glaciations (HEIM ARN., 1945, 1946 c).

4) March–May 1945: High Cordillera of San Juan, N-side of Aconcagua and Mercedario.

5) October 1945: Carboniferous glaciation of Precordillera de San Juan (HEIM ARN., 1945, 1946 c, 1948 b).

6) Nov. 1945–Jan. 1946: Leading second Swiss expedition to the Inland Ice of San Valentin, Patagonia (HEIM ARN., 1946 a).

7) Feb.–March 1946: Glacial studies in Argentine Patagonia, Lago Argentino and Viedma (HEIM ARN., 1946 b).

8) April–May 1946: Bolivia, Cordillera Real and Volcano Sajama.

9) June–July 1946: Cordilleras of Peru, E and W of Huancaayo (HEIM ARN., 1947 a–b, 1948 d).

10) August 1946: Crossing the glaciated eastern Cordillera of Peru, Cerro Salcantay (HEIM ARN., 1948 c and d).

11) Dec. 1946–Jan. 1947: Catamarca–Paso San Francisco (Argentina–Chile); highest volcanoes of Earth.

12) June 1947: SE-Cordillera of southern Peru, Apolobamba–Ananea (HEIM ARN., 1948 d).

13) July–Aug. 1947: Cordillera of Huayhuash and Cordillera Blanca, highest of Peru and of Tropics in general (HEIM ARN., 1947 c, 1948 d).

* * *

Besides these ground travels, several flights in Peru were made up to 7000 metres in order to obtain general views and photographs of the highest glaciated ranges. They illustrate specially the desglaciation in recent years (HEIM ARN., 1948 d).

Magallanes Strait and the Patagonian Fjords

The first impression of the geological visitor of the southernmost Andes is the enormous difference between the end of the actual glaciers as compared with the Pleistocene moraines. This is illustrated in the fundamental work of CALDENIUS in 1932. Practically all of the southernmost part of South America and of the island of Tierra del Fuego was covered with ice. It also occupied the greater part of the actual fjord region of the Pacific side, where only the higher part of the peninsulas and of the greater islands emerged of the ice. This is seen by the difference between the smoothed lower parts and the rugged surface of the big island of Taitao which formed a nunatak. These facts are plainly explained by a *general tectonical subsidence*. The main reasons are deduced from the following observations:

1. The continental ice-sheet during all pleistocene time was situated far off the west of the present ice- and water-shed. It ran to a large extent over the present sea channels as already shown by CALDENIUS (1932, map, pl. 42).

2. The intricate network of channels and islands shows the forms of a drowned mountain region, modelled by pre- and interglacial river erosion. The longitudinal channels parallel to the general trend of the Andes and of the ocean border cannot have been excavated by ice erosion, being at right angles to the general ice flow.

3. The nautical maps show extraordinary depths in the inner part of the fjords as compared with their outlet to the ocean. For Baker Channel, BRÜGGEN (1934) mentions a depth of 1400 m, while the general shelf border is not deeper than a few hundred metres.

Towards the northern end of the fjord region, the gulf of Ancud shows a wide depression of the sea bottom. Its depth exceeds that of its surroundings by 200 metres. BRÜGGEN explains these overdeeps by glacial erosion. In my view, they are not caused by glacial erosion, but by various other ways. In the first place, they may have been formed behind the end moraines by melting of ice tongues in situ without any gradual retrocession. The surroundings of the dead ice would have been filled with washed moraine material, aided by the influence of strong tidal currents.

The subwater thresholds of the fjords at their outlet into the Pacific may be mainly caused by drowned terminal moraines. In addition to this so-called "Über-tiefung", local tectonical trough-like subsidence may have been added to the general subsidence in the prolongation of the tectonical depression of the Chilean longitudinal depression, which ends on the surface at Puerto Montt, but continues further south.

A detailed morphological study of the submarine and the surface topography of the Patagonian fjord region would be of the highest general interest.

Supposing that the region of Lago Buenos Aires on the E-side of the Andes would be drowned a few hundred metres, a fjord would be formed with its deepest part near the head behind the end moraine. Also the other lakes, like L. Argentino would become manyfold branched fjords of similar appearance as those on the Pacific side.

4. The subsidence is actually going on as demonstrated for instance by the drowned forests of Lago San Rafael and Estuario Elefantes (46–47° S).

5. The general subsidence of the Pacific side of the Patagonian Andes is further demonstrated by the reversed flow of the rivers. Many glacial rivers that flowed eastwards to the Atlantic now run westwards to the Pacific, having cut their way across the highest part of the Andes and across the former ice-shed.

Lago Argentino, 50° S.

The Atlantic coast at this latitude and further north around Golfo de San Jorge (Comodoro Rivadavia) is characterized by its elevated mesas of horizontal marine Miocene. At Santa Cruz, the terrace of 250–300 m falls abruptly to the sea. With a cover of Pleistocene gravel it gradually rises westward, as seen on both sides of Rio Santa Cruz. First, the slope equals that of the valley bottom, thence the terrace rises more rapidly as far as Cerro Calafate, where it stands at about 800 metres.

The older Pleistocene glaciers reached even farther down the valley than supposed by Caldenius. In a well at Puerto Baretto, ground moraine was encountered below fluvioglacial gravel down to the horizontal Miocene at 80 m depth.

Lago Argentino (200 m) is a wide basin behind the terminal Würm-moraines, its fjord-like branches reaching the actual glaciers Moreno, Ameghino, Upsala and others (Feruglio 1944).

Apart from the lake, the old platforms do not rise further towards the Andes. In one case, in the contrary, I observed a slight inclination towards the Cordillera, namely of the Mesa on the SE side of Brazo Rico (HEIM ARN., 1946 b, p. 7). This indicates that we are at the margin between the quarternary tectonical uplift of the atlantic side and the general subsidence towards the Pacific (Pleistocene geanticline).

Special attention has been paid to the wonderful Moreno Glacier. It is one of the few on our globe which at the present time is in a stage of advance. During the last 500 years its maximum extension was in 1942, when it dammed the southern part of the lake as much as 17 metres (HEIM ARN., 1946 b).

Lago Buenos Aires, 46-47° S.

North of Lago Viedma follow the multy-branched Lago S. Martin and L. Pueyrredon. Both have changed their drainage towards the Pacific. The same is the case with the greatest of the South American glacial basins, Lago Buenos Aires (217 m). It extends its waters 150 km into the glaciated mountains. Similar to L. Pueyrredon, a postglacial gorge has been cut through the crystalline basement of quartz phyllite and granite (HEIM, ARN., 1940, CALDENIUS 1932). In no place of the world have I seen such tremendous masses of terminal moraines as around Lago Buenos Aires. CALDENIUS gives for the end-glacial (Würm) moraines a height of almost 250 metres above the lake and over 400 m on its N and S sides. To the north of the lake end on the road from Nacimiento to Paso Mayo I measured on 3 journeys a height of the Fini-glacial moraine hills as 800-830 m, or 600 m above the lake!

North and south of Paso Mayo, fluvioglacial mesas extend for hundreds of square kilometres at 600-700 m above sea level. Corresponding old lake terraces I found up to almost 500 m above the present water level of Lago Buenos Aires in its middle part. But in vain I sought for distinct postglacial end moraines until reaching the glacial Lake Leon at 350 m, 150 km inland of the end of Lago Buenos Aires. There, about 8 km off the present glacier which flows down from the Inland Ice and plunges into Lago Leon, two superimposed terminal moraines of retreat were formed at 140 and 30 m above this lake. I have called them the Leon stages.

No still later signs of retreating moraines being found, it is supposed that the basin of Lago Leon has been formed by melting of the ice sheet *in situ* without a gradual retreat of the glacier tongue. Thus the water basin was made by melting of the dead ice.

Up to latitude 42½° S the present watershed of the Andes is situated 20 to 150 km east of the culminating snow mountains. A striking feature is the capture of Lago General Paz, whose outlet Rio Paloma first flows eastward, then is captured and turns to the Pacific.

The last northern reversed river which flows to the Pacific (Rio Yelcho 43° S) drains the waters from as far as 75 km east of the ice-shed.

Northern Patagonia and Chilean Switzerland

We now come to the region of the multi-armed Lago Nahuelhuapi, at 767 m, where the watershed coincides with the culminating mountains. Here, in latitude 41° S, we find a second culmination of the Andes in the form of the old volcano Tronador 3460 m, whence the glaciers flow down on both sides of the continental

watershed. At Casapangue, on the Chilean side, the glacier comes down to 370 m above sea level. The westward distance to Puerto Varas, where the Würm end-moraine forms the huge Lake Llanquihue, is 95 km.

The northern continuation of the fjord depression of Patagonia is nicely traced by the beautiful glacier lakes of Chilean Switzerland: Llanquihue (51 m), Rupanco (172 m), Puyehue (212 m), Ranco (70 m), etc., all being dammed by morainic arcs which are regarded as representing the ultimate or Würm glaciation. Beyond these lakes extended the ice of the penultimate (Riss) stage. It completely covered the fertile central valley at Osorno up to about 400 m on the flank of the Precordillera (Observations of Eng. WALTER MEYER). The general topographic position was strikingly similar to that of the present inland ice sheet of San Valentin.

As far as km 65 on the road from Osorno northward to Valdivia (40° S) we have found ground moraine. This is about 20 km beyond the moraines of the last glaciation, and 125 km W of the Andean watershed. (Fig. 1.)

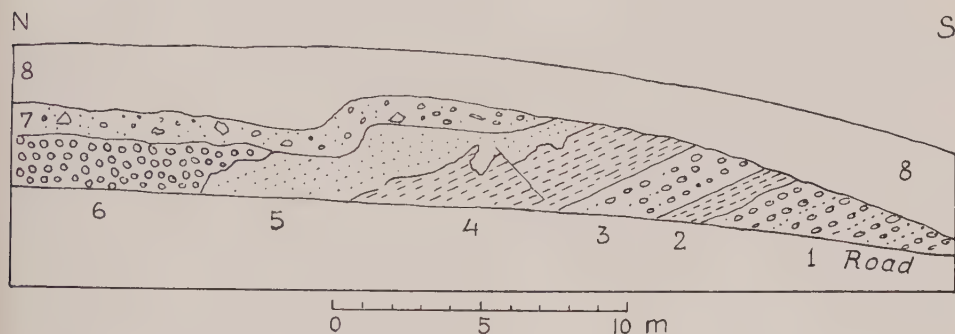


Fig. 1. *Middle Pleistocene at km 65 on road Osorno-Valdivia*

1 = Conglomerate of extrusive rocks; 2 = yellow shaly clay; 3 = like 1; 4 = like 2; 5 = whitish volcanic tuff; 6 = conglomerate of andesite, much weathered, with loam as ground mass, non stratified; 7 = much weathered ground moraine (Riss?); 8 = brown earth, probably decomposed loess.

Older glacial deposits may be expected but are not yet confirmed.

While the estuaries of Valdivia still show some influence of subsidence, the Huasco valley which traverses the main longitudinal depression is a 200 m deep channel, as already observed by Darwin. This apparently represents the erosion since the penultimate glaciation.

The general aspect of Chilean Switzerland around parallel 40° S, with its blue lakes that border the Andes, recalls the border lakes of the Alps which also were formed by terminal moraines and under the influence of vertical tectonical oscillations. The lakes Calafquen and Panguipulli are bordered with very high terminal moraines, and their outlet is turned backward towards the Cordillera (WALTER MEYER).

On the eastern side of the Andes, the Würm glacier extended far beyond lake Nahuelhuapi (767 m) into the Argentine Pampa. To the north-east, 15 km N of Jonas Ranch, the river Limay flowing out of the lake has cut an epigenetic gorge across Tertiary igneous rocks, leaving to its left an interglacial valley filled with

gravel and moraine up to about 60 m above the river (Fig. 2). This locality is situated 70 km E of the Andean watershed.

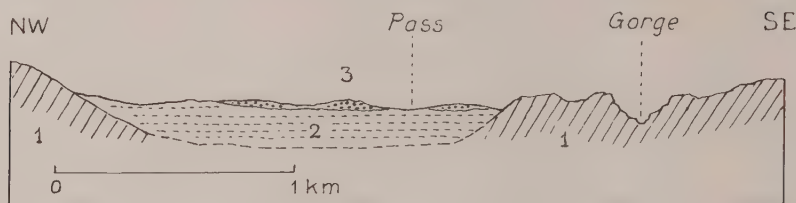


Fig. 2. Cross-section of Limay Valley showing interglacial gravel capped with moraine
1 = Tertiary igneous rocks (andesite); 2 = fluvioglacial gravel; 3 = ground moraine.

Region of Aconcagua-Mercedario, Lat. 32° S.

North of Aconcagua (7030 m), the writer made extensive observations and ascents, but unfortunately his geological diary was lost.

No trace of pleistocene glaciation earlier than the last one (Würm) was found.

In the uninhabited upper valley of Rio de los Patos, the lowest distinct moraines were noted at 2400 m (below "Las Casitas").

In the narrow valley of Rio Colorado which collects its waters from half a dozen glaciers in the amphitheatre between Cerro Mercedario (6760 m) and Alma Negra (6100), the lowest distinct end moraine was found at 3500 m, only about 12 km E of the present Mercedario South glacier where the ice ends at the surface at 4150 m, and below the mantle of upper moraine at about 3900 m. The end of the ice under cover is usually well marked by the disappearance of the green upper moraine lakes.

Several moraines of retreat were encountered in Valle Hermoso (Rio del Volcan) 40 km NW of Aconcagua at 3000 m, and wonderful kars observed on the western slope of Cerro Cuerno (5500) m, 12-15 km NW of Aconcagua.

As a whole, in the arid region of the northern Argentine Andes, even the moraines of the last glaciation are comparatively small in extent.

On the Pacific side, Professor BRÜGGEN showed me at Puente Alto of Rio Maipó SE of Santiago, where this river enters into the longitudinal depression, intercalations of moraine in gravel beds, deposited at the end of the Würm glacier. According to this authority, the glacier of the last ice age on Rio Blanco NE of Santiago reached down to 1300 m above sea level, though no terminal moraines were found. The penultimate glaciation was much more extensive. In Puangue valley SW of Santiago, the ice, according to BRÜGGEN, reached even the level of 200 m, after having traversed the longitudinal depression (BRÜGGEN, 1934, p.165). This surprising statement needs further confirmation.

Actually, the coast region of Valparaiso has been raised 6,6 m since the colonial time and 0,6 m during the earth quake of 1906.

Paso San Francisco (27° S.) Argentine-Chile

In this region, the summits of the Cordillera are made of volcanoes. The snow line in this desertic region is at about 6300 m, corresponding to the summit of the extinct volcano Incahuasi. No glacier was observed except a thick ice cap on the top and W-slope of the highest volcano of our globe, Ojos del Salado 6870 m, seen from Paso San Francisco. In this dry volcanic region, no pleistocene moraines

were found on either side of the continental divide. BRÜGGEN states that 2 degrees further N in this plateau region called Puna de Atacama, even at 6700 m on the volcano Llullallaco, perpetual snow is absent.

Bolivia

Excellent studies have been made especially by C. TROLL (1929, 1937), TROLL and FINSTERWALDER (1935), and by AHLFELD (1945).

A uniform deposit of moraine covers the western slope of the Cordillera Real, about half way to the Titicaca Basin, where around 3900 m it passes into fluvio-glacial conglomerate. It is regarded as belonging to the ultimate glaciation (Würm). With the aid of his most valuable photogrammetric surveys of the northern part of Cordillera Real 1:50000 and of La Paz Valley 1:15000, TROLL has demonstrated an older moraine below 100 m of fluvio-glacial conglomerate (Riss?).

Glacial deposits were widespread over the high plateau (altiplano) of 4000–4200 metres. Thereafter, they were cut out by river erosion attacking from the atlantic side. A most outstanding example is the deeply cut valley of La Paz. A glacier tongue of the last glaciation (Würm or Bühl stage) flowed down into it as far as the terminal moraine at 3950 m level. In a new artificial outcrop below the skyscraper University building I have found typical moraine with scratched pebbles even at 3550 m, though not at 3400 as formerly stated by Hauthal. Thus, the end moraine at 3950 m (above the brewery Obrist) would belong to a stage of retreat of the last glaciation.

The highest mountain of Bolivia is the volcano Sajama, 6500 m, which carries a thick cap of ice. Its conic shape however did not permit the snow accumulation for a hanging glacier.

Peru

G. STEINMANN, in his classical book *Geologie von Peru* (1929) considers the depression of the snow line during the last pleistocene glaciation relative to the present one to be 600–700 metres. The regression observed during this century amounts to more than 100 metres and was still in progress (1947). Not only are the glacier tongues gradually retreating. In the case of Laguna Tulparajo (4300 m) in the Cordillera Blanca, the glacier tongue is breaking down and melting in situ. Within the last 3 years (1944–47), a lake has been formed in the place of the former tongue, which had a length of about 800 m and a measured depth of 55 m. (description with photos in 7, 1948 d). Numerous catastrophs have occurred by such forming of glacier lakes, the pressure of which broke the moraine dam. The out-brake of Laguna Cohup of Dec. 13, 1941 caused the destruction of about one fourth of the city of Huaras (HEIM, ARN., 1948 d, photos 133 and 162); the last one of October 1950 destroyed part of the hydroelectric works of the Santa Valley.

The platform of Cerro de Pasco with its numerous lakes at elevations of 4000–4300 m has been covered with inland ice during the last glaciation and partly fed by glacier tongues which came down from the western Cordillera.

The lowest moraines were found on the western slope of the highest tropical mountain range, the Cordillera Blanca. In the side valley of Marcará, the Finiglacial (Würm) moraine just reached the longitudinal valley of Río Santa at 2700 m. Farther north, at Caras, the huge erratic blocks of the former Parrón glacier seem to indicate that the glacier tongue reached down to about 2 km above Caras

(2450 m). Above the railway station of Mayucayán, on the right side of the young gorge of Rio Coronguillo, I observed at 2300 m a sharp moraine crest of a former glacier from Nevado Champara (5749 m), the northernmost glaciated peak of Cordillera Blanca. An accumulation of erratic granit blocks of the same origine was even found at 1900 m just above Mayucayán. This might be a rest of the penultimate glaciation.

Unquestionable *interglacial* and penultimate glacial deposits were found at the Baths of Chancos on Marcará Valley and in the Cohup side valley above the city of Huaras, though only locally exposed in the deepest erosional cuttings (HEIM, ARN., 1947 c and 1948 d). Fig. 3 shows the best outcrop.

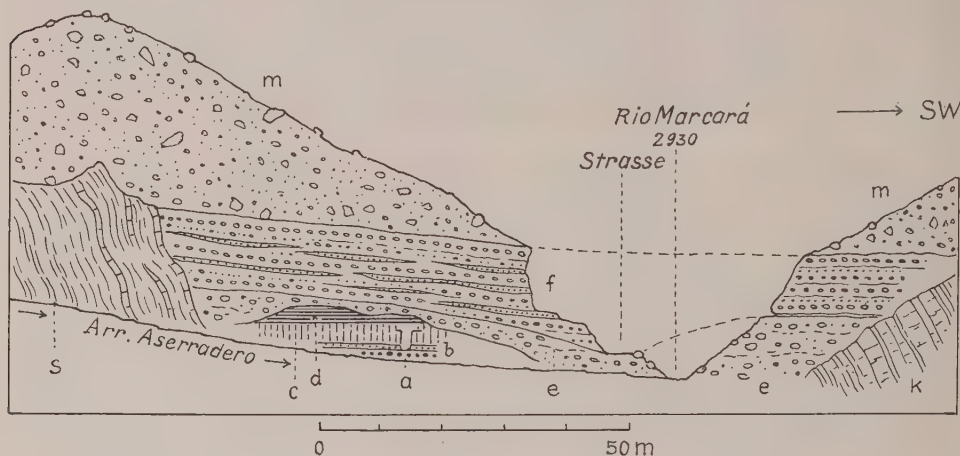


Fig. 3. *Interglacial deposits of Rio Marcará, Cordillera Blanca, Peru.*

k = dense Mesozoic limestone and shale; *s* = lower Cretaceous bituminous sandstone; *c* = 2,6 m greenish plastic clay; *d* = 0-2 m glacial varves; *e* = washed moraine with some more or less obliterated scratches; *f* = fluvioglacial gravel with lenticular layers of sand; *m* = lateral moraine of the last glaciation, 50-100 m high.

STEINMANN has already mentioned the conglomerate which underlies the moraines at Huaras (STEINMANN 1929, p. 278).

Regarding the last glaciation, two phases were distinguished which may correspond to the Würm and Bühl phases of the Alps. They have overwhelmed all the former glacial and interglacial deposits. Their moraines are spread over the western slope of Cordillera Blanca in great thickness. In the upper and wider (southern) part of Santa Valley, the moraines form rounded hills, while further down, walls 100 200 m high border the side valleys, demonstrating former long and narrow ice tongues.

Most wonderfully are developed in Peru the postglacial oscillations up to the present time. As shown by KINZL (1940, 1942), they correspond chronologically with those of the Alps, where the glaciers advanced in the years 1600, 1820 and 1850. Since then, with the exception of a small advance in 1920, all glaciers observed by me from Magallanes to northern Peru have been retreating or melting in situ, except the Moreno glacier of Lago Argentino. Even during the years 1943 to 1947, as already observed by BROGGI, OPPENHEIM and SPANN in Peru, the regression has continued. As the last oscillations coincide in both Hemispheres and across the Atlantic (KINZL), it is reasonable to assume also such a chronological coincidence for the larger Pleistocene glaciation periods.

Ecuador-Columbia

North of Peru are lacking my personal observations on the glaciation of the Andes.

The older moraines are widely covered by volcanic ashes and lavas. A very young uplift is illustrated by the recent erosion which reaches the inter-Andean region from the Pacific coast, and by elevated terraces.

In Columbia and farther north the relations of uplift and subsidence are more complicated, though my views regarding the relations of tectonics and former glaciation seem in general to be confirmed. It would be a fascinating task to study them in nature and with the necessary literature at hand, which at present is not in reach for me.

General Considerations

It is well known that the extension of the glaciations largely depends on climatic changes, and that the universal depressions of temperature were the main causes for the Pleistocene ice ages. Since the year 1850, the snow line of the Andes has retreated 150–200 metres. It is well known that during this space, almost all glaciers of our globe have been in retreat by general rise of the average temperature. The ocean water of the Northern Atlantic has increased 1–4°. In addition to this influence come the local climatic changes in time and space, influenced by sea currents, winds and moisture. The latter are mainly responsible that the culmination of the climatic snow line of the Andes is far to the south of the equator, namely in the desert region of the Puna de Atacama, around 27° L. S., where I guessed it at 6300 m or even more.

A third and most important factor to these climatic causes is added by the *vertical tectonical movements*. Nowhere they seem to be so drastically illustrated as in the Andes. These movements may influence the glaciation in a positive or negative sense.

It was STEINMANN, who for Peru already in 1929 has taken in consideration the influence of the vertical movements on the glaciation. In the Andes of Bolivia, TROLL (1929, 1937) has studied the tectonical effects on the pleistocene glaciation, and MACHATSCHKE 1944 gives a review of this problem in the different continents.

A general uplift of the high Andes is assumed of 800–1000 m before the last interglacial period, and 500 m more in late glacial and recent time.

Not only the mountain ranges are an illustration of the uplift. More spectacular even is the formation of the Altiplano, which extends from northern Argentina (Puna) over Bolivia to Peru, where it gradually becomes dissected by recent erosion. Its average elevation in the central part is about 4000 m, but it reaches towards the Cordillera Real and in central Peru (Cerro de Pasco) 4300 m, whence its erosive relics towards north (Dep. de Ancash) seem to decline. Lake Titicaca, of 3800 m, in my opinion, is a young geosynclinal depression of the Altiplano. It seems to illustrate the uplift apart from sea level, where it may have been preformed in Mio-Pleistocene time. The little seahorse fish (*Hippocampus*) of the ocean seems to have gradually become adapted to the high elevation and the fresh water of the great lake in which it is living.

The uplift occurred slowly with periods of acceleration and standstills, as well as by shocks. The earthquake of Chillan in Chile of 1939 for example has produced a local uplift of 3 metres.

On the Pacific side of southern Peru, several superposed erosive terraces with slight inclination towards the ocean are an excellent illustration of *periodical uplift*. The highest of these terraces I found at 1300 and 1500 m.

Regarded as a whole, the Andes, being the longest uniform mountain range of our globe, are the most prominent illustration of vertical movements reflected in the topography. Schematically, they appear like a long geanticline, diverging to the north (Venezuela-Panama) and plunging to the south (Southern Patagonia). More accentuated is the cross section with the uplifted axes, the marine trough of 5000-6000 m depth on the west and the sinking jungle plain on the east flank.

Considering that the high Andes in early pleistocene time were 1000 metres lower than at present, then the climatic depression of the snow line was insufficient to produce larger glaciers than the present ones. This seems to explain the absence of initio-glacial deposits in the central high Andes.

The contrary has been found in Patagonia, where enormous moraines of all main pleistocene glacial periods are distinguished, the initio-glacial ones which correspond apparently to Günz and Mindel in the Alps being of widest extension. At that time, the southern patagonian Andes were 1000 metres higher than at present. In addition to this former greater height and extension of the mountain range acted the general climatic changes with their depression of the snow line, which produced the full glacial development.

The above observations show that the distribution of *former glaciations can not be explained and studied geographically only, since they are the combined result of climatical and tectonical changes.*

APPENDIX

Observations on the Carboniferous Ice Age in Northern Argentina

In this region, most interesting phenomena of carboniferous glaciation were observed on both sides of the Precordillera of San Juan (lat. 31-32° S).

On its western border, at Barreal (Heim, Arn., 1945), the fossiliferous marine Mississippian is interbedded with tillites containing beautifully striated pebbles, showing that the glacier plunged into the sea.

On the opposite side (La Riconada), 180 km to the east, the tillites, partly shaped like modern moraines, are covered by sandstones and slates with a Mississippian flora (Heim, Arn., 1948 b). Similar observations were already made by DUTOIT 1929. The glacial scratches on the rock floor as well as the crystalline erratic blocks point towards the Pre-Cambrian crystalline ranges of the Andes about 300 km to the north. In that region (Villa Union, La Rioja, lat. 29°), a deep gorge in the gneissic basement is filled with tillite and covered with Mississippian sandstones, slates and coal beds with *Rhacopteris* (*Estratos del Tupe* of J. FRENGUELLI). Another valley of Mississippian age crosses the border range of the Precordillera of San Juan at Rinconada. These filling carboniferous sediments, together with the tillites, have been strongly folded in Pliocene time (HEIM, ARN., 1946 c, 1948 b).

Zusammenfassung

Die vorliegende Schrift behandelt auf Grund eigener Beobachtungen die Beziehungen der quartären Vergletscherung Südamerikas zu den tektonischen Vertikalbewegungen. In keinem anderen Hochgebirge sind diese so auffallend wie in den Anden.

Im pazifischen Patagonien ist eine quartäre Senkung von etwa 1000 m anzunehmen. Die Folge davon zeigt sich in der Versenkung des durchtalteten Gebirges zu den Fjorden und in der gewaltigen Ausdehnung der Moränen aller vier quartären Vergletscherungen auf der atlantischen Seite im Vergleich zu den spärlichen gegenwärtigen Gletscherresten. Sie kann durch die Annahme erklärt werden, dass im älteren Quartär die Anden bedeutend höher waren.

Im Gegensatz dazu suchen wir vergeblich nach deutlichen Resten einer Vergletscherung des älteren Quartärs (Günz-Mindel) in den Hochanden nördlich von Patagonien und der Chilenischen Schweiz. In Peru und Bolivia haben schon STEINMANN, TROLL und andere auf die quartären Hebungen von 1000–1500 m und deren Beziehungen zur Vergletscherung hingewiesen. Das Hochland der Puna (Altiplano) kann nicht anders erklärt werden als durch regionale junge Hebungen. Darum finden wir dort keine altquartären Moränenreste. Denn damals waren die zentralen Anden noch nicht hoch genug gehoben, um grosse Gletscher zu bilden.

Ähnlich wie in Patagonien sind auch gegen das Nordende der Anden hin wieder Senkungen anzunehmen, doch sind hier die Verhältnisse klimatisch, tektonisch und vulkanisch komplizierter und müssten erst mit Hilfe der Literatur und neuen Beobachtungen nach den hier gegebenen Gesichtspunkten untersucht werden.

References

- AHLFELD, F. (1945): *Reseña geológica de la Cuenca de La Paz*. Minería Boliv.
 — (1946): *Geología de Bolivia*. Univ. nac. La Plata.
 BROGGI, J. A. (1943): *La desglaciación de los Andes del Perú*. Bol. Soc. geol. Peru.
 BRÜGGEN, J. (1934): *Grundzüge der Geologie u. Lagerstättenkunde Chiles*. Heidelberg Akad. Wiss.
 CALDENIUS, Carl C:zon (1932): *Las Glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego*. Geogr. Ann. Stockholm.
 DUTOIT, A. L. (1929): *A geological Comparison of South America with South Africa*. Publ. Carnegie Inst. Wash. 381.
 FERUGLIO, E. (1944): *Estudios geológicos y glaciológicos en la región del Lago Argentino*. Bol. Acad. nac. Cienc.
 HEIM, A. (1940): *Geological investigations in the Patagonian Cordillera (with map)*. Ecl. geol. Helv. 33, No. 1.
 — (1945): *Observaciones tectónicas en Barreal, Precordillera de San Juan*. Rev. Museo La Plata, (N. S.), Secc. geol., 2, p. 267—286.
 — (1946a): *La Expedición al Hielo Continental del Cerro San Valentin 1945—1946*. Mem. Club Andino Bariloche, Buenos Aires, p. 3—18.
 — (1946b): *Informe sobre un Estudio Glaciológico en el Parque Nacional Los Glaciares*. Min. Obras Publ., Admin. gen. de Parques Nacionales y Turismo, Rep. Argentina, Buenos Aires.
 — (1946c): *El Carbon de la Mina La Negra, Villa Union, La Rioja, y su posición tectónica*. Bol. Direcc. Minas y Geol., Buenos Aires.
 — (1947a): *Auf die kontinentale Eisscheide in Peru*. Geogr. Helv. 2, pp. 74—77.
 — (1947b): *Región Pomacocha—Vilca, Prov. de Yauli y Cañete, Peru*. Bol. Inst. Geol. Peru 8, Lima.
 — (1947c): *Observaciones glaciológicas en la Cordillera Blanca*. Bol. Soc. Geol. Peru 20, Lima.
 — (1948a): *Das Peruanische Matterhorn*. Die Alpen, Heft 1, Bern.
 — (1948b): *Observaciones tectónicas en La Rinconada, Precordillera de San Juan*. Bol. Dir. Minas y Geol., B. Aires, 64.

- HEIM, A. (1948 c): *Geologia de los Rios Apurimac y Urubamba*. Bol. Inst. geol. Peru 10, Lima.
- (1948 d): *Wunderland Peru, Naturerlebnisse*. Verl. Hans Huber, 301 pp., map, 42 fig., 270 phot. and 12 col. pl. Glaciation especially in chapt. III.
- KINZL, H. (1940): *Los Glaciares de la Cordillera Blanca*. Rev. Cienc. Lima 6.
- (1942): *Gletscherkundliche Begleitworte zur Karte der Cordillera Blanca (Peru)*. Zeitschr. Gletscherkunde 28, Heft 1—2.
- KLEBELSBERG, R. (1950): *Arnold Heim's Gletscherbeobachtungen in Peru*. Gletscherk. u. Glazialgeologie.
- OPPENHEIM, V. & SPANN, H. J. (1946): *Investigaciones glaciológicas en el Peru 1944—45*. Bol. Inst. geol. Peru 5, Lima.
- MACHATSCHEK, FR. (1944): *Diluviale Hebung und eiszeitliche Schneegrenzende Depression*, in: „*Diluvial-Geol. u. Klima*“, Geol. Rdsch. 34, Heft 7—8, Stuttgart.
- QUENSEL, P. D. (1911): *Geol.-petrographische Studien in der patagonischen Cordillera*. Bull. geol. Inst. Upsala, 11.
- STEINMANN, G. (1929): *Geologie von Peru*. Heidelberg.
- TROLL, C. (1929): *Die Cordillera Real (Bolivia)*. Ges. Erdkunde, Berlin.
- (1937): *Quartäre Tektonik und Quartärklima in den tropischen Anden*. Frankf. Geogr. Hefte, 11.
- TROLL, C. & FINSTERWALDER, R. (1935): *Die Karten der Cordillera Real und des Talkessels von La Paz (Bolivien) und die Diluvialgeschichte der Zentralen Anden*. Pterm. Geogr. Mitt. Heft 11—12.
-

Zur Geologie der südlichen mittelländischen Molasse der Ostschweiz zwischen Goldingertobel und Toggenburg

Von **Ulrich P. Büchi**, Kreuzlingen, und **George Weltri**, Kilchberg/Zürich

Mit 5 Textfiguren und 1 Tafel (VII)

I. Allgemeine Orientierung; topographischer und geologischer Überblick

Im Verlauf der geologischen Aufnahmen der südlichen mittelländischen Molasse zwischen Goldingertobel und oberem Zürichsee durch G. WELTRI für seine Dissertation zeigten sich wesentliche stratigraphische, lithologische und paläogeographische Übereinstimmungen mit den Gebieten östlich der Thur, die von U. P. BÜCHI (1950) beschrieben wurden. Dies veranlasste uns, das Molassegebiet zwischen Thurtal und Goldingertobel auf gemeinsamen Exkursionen vorerst kurzschlüssig zu begehen, um die wichtigsten Leithorizonte aus dem Gebiet östlich des Toggenburgs ins Goldingertal hinüber zu verfolgen. Dabei zeigten sich wesentliche Differenzen zu früheren geologischen Aufnahmen, was uns veranlasste, dieses Gebiet neu zu kartieren.

Topographisch liegt das Aufnahmegebiet innerhalb folgender Grenzen (vgl. Tafel VII):

Im Osten: Thurtal zwischen Wattwil und St. Loretto-Felsenthal (N Lichtensteig). Im Norden: Degersheimer-Kalknagelfluh (Grenze zwischen unterem und mittlerem

Tortonien).

Im Westen: Goldingertobel.

Im Süden: Strasse Neuhaus–St. Gallen/Kappel–Gebertingen–Ricken–Wattwil.

Als topographische Grundlage dienten uns die folgenden Blätter des topographischen Atlas der Schweiz 1:25 000 (Siegfriedblätter): 217 Lichtensteig, 230 Wald, 231 Wattwil, 232 Schmerikon, 233 Uznach. Sämtliche Ortsbezeichnungen beziehen sich auf dieses Kartenwerk.

Geologisch liegt das Untersuchungsgebiet, wie die beiden Anschlussgebiete im Osten und Westen (U. P. BÜCHI, 1950 und G. WELTRI, 1950), innerhalb des Südrandes der mittelländischen Molasse und bildet einen wesentlichen Teil des Hörnlfächers, des grossen oberoligozänen und miozänen Nagelfluhdeltas des Ur-Rheines. Am Aufbau beteiligen sich fluviatiles und limnisches Aquitanien (Untere Süsswassermolasse), fluviatiles und limnisches Äquivalent der oberen Meeresmolasse von St. Gallen im Osten und der marinen Zone Bäch–Ufenau–Jona im Westen (Burdigalien und Helvétien) und fluviatiles Tortonien (Obere Süsswassermolasse).

Eingehend wurde die Molasse zwischen Toggenburg und Goldingertobel erstmals von A. GUTZWILLER (1877 und 1875) im Maßstabe 1:100 000 kartiert. Die späteren Untersuchungen H. TANNERS (1944) ergaben bereits wesentlich andere Gesichtspunkte, vor allem in bezug auf die stratigraphische Gliederung.

Die von U. P. BÜCHI (1950) durchgeführte Aufnahme des östlichen Anschlussgebietes weist durch das Hinüberziehen der sicheren Leithorizonte aus der St. Galler-Gegend ins Toggenburg auf weitere stratigraphische Unstimmigkeiten in früheren Kartierungen und Publikationen hin. Wir möchten jedoch an dieser Stelle auf die Dissertation von H. TANNER (1944) hinweisen, in welcher betont wird, dass eine stratigraphische Gliederung nach lithologischen Gesichtspunkten erfolgte, denn noch fehlte es an neuen Untersuchungen in den Anschlussgebieten.

Die Aufgabe der vorliegenden Arbeit bestand in der Übertragung der neuen Resultate aus den Ost- resp. Westgebieten auf die Molasse der Rickengegend. Dadurch wird das geologische und paläogeographische Gesamtbild am Südrand der mittelländischen Molasse zwischen Zürichsee und Rheintal/Bodensee abgerundet¹⁾.

	Schüttungssystem der Bündner Linth (R. STAUB, 1934, K. KLEIBER, 1937)	Schüttungssystem des Ur-Rheines (R. STAUB, 1934, H. H. RENZ, 1937/38, K. HABICHT, 1945, U. BÜCHI 1950)	Schüttungssystem der Ur-III (R. STAUB, 1934), H. H. RENZ, 1937/38, U. BÜCHI, 1950)
Miozän		<i>Miozäne Ur-Rheinschüttung</i> Hörnlfächer Hörnldelta Hörnlschuttfächer Hörnlschüttung (nach: Hörnli, 1438 m ü. M., (Zürcherobersland))	<i>Miozäne Ur-Illschüttung</i> (Burdigalien, höhere Stufen fraglich) Sommersbergschüttung Sommersbergzone (tektonische Bezeichnung) (nach: Sommersberg, E Gais, Kt. Appenzell)
Ob. Aquitanien		<i>Oberaquitane Ur-Rheinschüttungen</i> oligozäner Anteil des Hörnlfächers - oberste Teile der Kronberg- schüttung	<i>Oberaquitane Ur-Illschüttung</i> oberste Teile der östlichen Gäbriszone
Aquitaniens i. allg.	<i>Aquitane Schüttung der Bündner-Linth</i> Hohen Rone-Schüttung Hohen Rone-Zone (tektonische Bezeichnung) (nach: Hohen Rone, Höhenzug S der Sihl)	<i>Aquitane Ur-Rheinschüttung</i> Kronbergfächer Kronbergschüttung Kronbergzone (tektonische Bezeichnung) (nach: Kronberg, Höhenzug im Kt. Appenzell, dem Säntisgebirge vorgelagert) W Teile der Gäbriszone	<i>Aquitane Ur-Illschüttung</i> E Teil der Gäbrisschüttung Gäbriszone (tektonische Bezeichnung) Gäbrisfächer (nach: Gäbris, Höhenzug E Gais, Kt. Appenzell)
Zone des granitischen Sandsteins (petrographische Bezeichnung. Nördlicheres psammitisches Äquivalent der Nagelfluhschüttungen der drei genannten Schüttungssysteme)			

¹⁾ Die Resultate unserer Untersuchungen wurden bereits in der Geologischen Karte der Schweiz 1:200000, Blatt 3 Zürich-Glarus, 1950, berücksichtigt.

Die in den nachstehenden Kapiteln verwendeten Ausdrücke, wie Hörnlifächer, Ur-Rhein-Schüttung, Hohen Rone-Schüttung usw., beziehen sich z. T. auf ein und dasselbe Molassegebiet. Diese paläogeographischen Begriffe wurden nach bestimmten Lokalitäten oder nach Stromsystemen benannt. (Siehe nebenstehende Tabelle.)

II. Stratigraphische Gliederung

Die Grenzen zwischen den einzelnen stratigraphischen Stufen konnten im Toggenburg anhand lithologischer Beobachtungen nicht festgelegt werden; in diesem Teil des Hörnlischuttfächers bestehen weder facielle noch lithologisch einwandfreie Unterschiede zwischen Aquitanien und Burdigalien einerseits und Burdigalien–Helvétien resp. Helvétien–Tortonien andererseits. Dieses, im zentralen Schuttfächer gelegene Gebiet ist durch eine Wechselfolge von Nagelfluhen, Sandsteinen und Mergeln charakterisiert, welche fluviatil-limnischen Ursprungs sind. Marine Sedimente, die im Osten eine scharfe stratigraphische Abgrenzung gestatten, fehlen hier.

Das Hinüberziehen der wichtigsten Leithorizonte aus den östlichen marinen Gebieten, wie Basiskonglomerat (Basis des Burdigalien), Freudenbergnagelfluh (Basis des Helvétien) und Obere Grenznagelfluh (Dach des Helvétien), erlaubte auch in den nichtmarinen Teilen des Hörnlifächers eine stratigraphische Gliederung vorzunehmen.

In der Dissertation von U. P. BÜCHI (1950) wurde gezeigt, dass die tiefste Nagelfluhbank im Toggenburg (Basisnagelfluh, Nr. 10) bis zur Sitter verfolgt werden kann und im Mittel 220 m (max. 280 m, min. 200 m) tiefer als das Burdigale Basiskonglomerat (Nr. 9) zu liegen kommt. Somit muss im Toggenburg die Grenze zwischen Aquitanien und Burdigalien ca. 200 m höher gezogen werden, als H. TANNER (1944) angenommen hatte, welcher diese Grenze in die tiefste Nagelfluhbank der Hörnlischüttung legte, die eine markante lithologische Leitlinie darstellt (Basisnagelfluh, Nr. 10). Vom Toggenburg konnte die Basisnagelfluh gegen Westen bis ins Goldingertobel verfolgt werden, anhand der Aufschlüsse und durch Konstruktion der vermutlichen Ausbisslinie über aufschlusslose Gebiete hinweg. Im Goldingertobel wie auch weiter gegen Westen (westlichster Aufschluss bei Au am oberen Zürichsee) bildet dieser Konglomerathorizont die tiefste Nagelfluhbank und trägt mit Recht ihren Namen, da sie (lokale Schüttung der Fröhlichsegg-nagelfluh, südlich St. Gallen, ausgenommen, siehe U. P. BÜCHI [1950]) die Hörnlischüttung zwischen Sitter und Zürichsee einleitet.

Für den Verlauf dieser Nagelfluh und der weiteren Leithorizonte im Gelände sei an dieser Stelle auf die geologische Karte Tafel VII verwiesen.

In gleicher Weise wurde das Burdigale Basiskonglomerat vom Toggenburg nach Westen hinüber verfolgt. Das Goldingertobel wird infolge seines topographischen Verlaufes dreimal durch das Basiskonglomerat geschnitten, erstmals bei Koord. 717,03/234,67, dann bei Koord. 716,025/234,29 und schliesslich bei Koord. 715,5/234,21.

Der im Goldingertobel ca. 210 m mächtige Nagelfluh-führende Komplex zwischen Basisnagelfluh und Basiskonglomerat ist ins Aquitanien zu stellen, dies im Gegensatz zu H. TANNER, der diese Schichten zur Oberen Meeresmolasse zählte. Zudem wurden die unter der tiefsten Nagelfluhbank liegenden sog. Platten-sandsteine und die Aabachmergelzone in diese Stufe gestellt.

Die Annahme, dass der tiefste Nagelfluhkomplex der Hörnlischüttung im Gebiet Toggenburg–Zürichsee und die Aabachmergelzone den untern Teil der

Oberen Meeresmolasse repräsentieren sollen, beruht einerseits auf der Bestimmung schlecht erhaltener Fossilien, andererseits in der Übernahme gewisser Fehler in der geologischen Karte des Neckergebietes (A. LUDWIG [1930]). Westlich des Neckers lässt A. LUDWIG (1930) die tiefsten Nagelfluhbänke auskeilen. Dies veranlasste H. TANNER, die tiefste Nagelfluh im Toggenburg dem Burdigalen Basiskonglomerat gleichzusetzen. Nach H. TANNER (1944) soll zudem zwischen Wattwil und dem Goldingertobel ein weiteres Westauskeilen der tiefsten Nagelfluhbänke zu beobachten sein.

Dadurch würde eine spätere Nagelfluhschüttung im Toggenburg der tiefsten im Goldingertobel entsprechen; die Aabachmergelzone wäre dann der tiefsten Nagelfluhzone im Toggenburg gleichzusetzen.

Unsere Beobachtungen aber haben gezeigt, dass kein bevorzugtes Auskeilen der Nagelfluhen gegen Westen besteht, und, wie schon erwähnt, die Basisnagelfluh vom Toggenburg bis an den Zürichsee verfolgt werden kann, welche 200–210 m tiefer als die Untergrenze des Burdigalien zu liegen kommt.

Die Molasseschichten des Aquitanien am Südrand der mittelländischen Molasse der Ostschweiz lassen sich nun wie folgt gliedern:

Hörnischüttung	{	Basiskonglomerat des Burdigalien (Nr. 9)
		Nagelfluh-führendes Oberaquitanien
		Basisnagelfluh (Nr. 10, tiefste Nagelfluhbank im Toggenburg und Goldingertobel)
		Nagelfluh-freies Oberaquitanien (vorwiegend Mergel) Zone des granitischen Sandsteins

H. TANNER (1944) stellt die beiden Fossilfundstellen mit „marinen Faunen“ im Goldingertobel und am Rickenbach in die Obere Meeresmolasse. Nach unseren Beobachtungen aber kommen diese Fossilfundstellen ins Nagelfluh-führende Oberaquitanien zu liegen, das im schweizerischen Mittelland nirgends marin ausgebildet ist. Vom Goldingertobel werden *Turritellen* und nicht näher bestimmbare *Muscheln* und vom Rickenbach schlecht erhaltene fragliche *Turritellen* und schlechterhaltene *Pelecypoden* erwähnt.

Es gelang uns, durch intensive Ausbeutung der Fossilfundstelle im Goldingertobel eine bestimmbare Fauna zu erhalten. Sehr schöne Exemplare von *Unio flabellatus* GOLDF. und *Brotia escheri grossecostata* (KLEIN) beweisen, dass es sich hier nicht um marine Bildungen handeln kann. Eine Überprüfung des am Geologischen Institut der ETH. deponierten Fossilmaterials dieser Lokalität aus der Belegsammlung TANNER ergab, dass es sich um sehr schlecht erhaltene Steinkerne von Schnecken handelt, die keine Zuordnung in eine bestimmte Familie zulassen.

Trotz mehrmaliger Begehung des Rickenbaches konnten wir die von H. TANNER (1944) beschriebene Fossilfundstelle nicht auffinden, doch war es uns möglich, anhand des im Geologischen Institut der ETH. deponierten Materials dieser Lokalität aus dem oolithischen Kalk bestimmbare Fossilien herauszupräparieren und nachzuweisen, dass auch diese Fundstelle keine marinen Formen führt. Bei den Fossilien handelt es sich um *Unio flabellatus* GOLDF., sicheren *Melanien* und *Heliciden*. Der oolithische Kalk ist analog jenen Kalkalgebildungen, wie sie von U. BÜCHI und F. HOFMANN (1945), U. P. BÜCHI (1950), F. HOFMANN (1949) und J. SPECK (1949) beschrieben wurden (fossile *Spaltalgen*, möglicherweise aus der Gattung *Rivularia*, Süßwasseralgen).

Ferner dürfen plattige Sandsteine nicht zum Beweis für marines Milieu herangezogen werden (H. TANNER [1944]), da solche häufig im Zusammenhang mit limnischen Fossilfundstellen auftreten (U. P. BÜCHI [1950]).

Die Neubearbeitung der beiden Fossilfundstellen (limnisches Ablagerungsmilieu) hat gezeigt, dass nichts gegen die von uns an der Basis des Hörnlichschüttfächers getroffenen Gliederung spricht.

In gleicher Weise wurde von uns das Durchziehen der Basisnagelfluh des Helvétien (Freudenbergnagelfluh, Nr. 3; U. P. BÜCHI [1950]) und der Oberen Grenznagelfluh vom Toggenburg ins Goldingertobel festgestellt. Es zeigt sich, dass die Obere Grenznagelfluh im Toggenburg ca. 140 m höher, als von H. TANNER (1944) beschrieben, zu liegen kommt, westlich des Goldingertobels jedoch mit der Grenzziehung H. TANNERS zwischen Helvétien und Tortonien übereinstimmt.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass die stratigraphische Gliederung, wie sie östlich der Thur von U. P. BÜCHI beschrieben wurde, ebenfalls weitgehende Gültigkeit für die westlichen Teile des Hörnlichfächers bis an den Zürichsee besitzt.

III. Die einzelnen Molassestufen

A. AQUITANIEN

Im vorigen wurde bewiesen, dass der Beginn der Hörnlichschüttung ins obere Aquitanien fällt und von der durchgehenden Basisnagelfluh eingeleitet wird; es stellt sich nun die Frage, wie die tieferen Mergelzonen am Aabach und an der Ranzach, die H. TANNER (1944) z. T. noch in die Obere Meeresmolasse stellte, lithologisch und paläogeographisch zu werten sind.

Aus dem Gebiet östlich der Thur ist im Liegenden der Basisnagelfluh eine Mergelzone mit einer Mächtigkeit von 150 m bekannt, welche sich vom Rheintal bis ins Toggenburg erstreckt (unterer Teil der sog. Oberaquitane Mergelzone, siehe U. P. BÜCHI [1950] und H. H. RENZ [1937/38]). Diese Zone wird durch eine Wechsellagerung von gelbgrau- und violettgelbgrau gefleckten Mergeln mit Mergelsandsteinen, Sandsteinen, Kalkmergeln und Kalken der gleichen Farbe und untergeordnet granitischem Sandstein charakterisiert (oberaquitane Mergelsandstein-Serien) und lässt sich gegen Westen ebenfalls nachweisen. Unter der Basisnagelfluh 10 ist an sämtlichen linken Nebenbächen des Rickenbaches eine Mergelzone aufgeschlossen, in welcher diese gelbgrau gefleckten Gesteinsserien dominieren und granitischer Sandstein zurücktritt. Im allgemeinen sind die Aufschlussverhältnisse schlecht, und nur die obersten 100 m der Mergelzone sichtbar. In diesem aufgeschlossenen Teil ist das Verhältnis oberaquitane Mergelsandstein-Serien zu granitischem Sandstein 4:1. Schöne Aufschlüsse finden sich (von E nach W; vgl. Tafel VII und Fig. 2) an der Rickenstrasse im Toggenburg, dann am Bächlein bei P. 687,53, am Bach SE Lindberg, am Bach Im Glück, am Bach im Langenwald und am Rickenbach, ferner im Gebertingerwald. Ähnlich wie im Osten sind in dieser Zone Fossilfunde äusserst selten. Einzig am Bach bei P. 687,53 fanden wir in einer granitischen Sandsteinbank bräunliche Kalkalgenknollen, von oolithischer Struktur (fossile Kalkalgen), die mit ähnlichen Funden, welche von U. BÜCHI und F. HOFMANN (1945), U. P. BÜCHI (1950) und J. SPECK (1949) beschrieben wurden, übereinstimmen.

Die von H. TANNER (1944) erwähnte Mergelzone am Aabach und der Ranzach liegt stratigraphisch in der westlichen Fortsetzung der erwähnten oberaquitane Mergelzone. Am Aabach ist diese Mergelzone 300 m mächtig, und im Gegensatz zu den Ostgebieten wechseln hier chlorit- und glaukonitreiche Sandsteine mit rötlich-violett gefleckten, seltener kohligten Mergeln. Das Verhältnis Mergel zu Sandstein ist 4:1. Sie werden überlagert von einem ca. 100 m mächtigen Sandsteinkomplex

(plattige und gelbgraue Sandsteine, blaue Kalkmergel mit Kohlehäutchen; Sandstein zu Mergel gleich 4:1). An der Ranzach wechseln in dieser hier 380–400 m mächtigen Mergelzone rotgefleckte und dunkelviolette Mergel mit chlorit- und glaukonitführenden Sandsteinen.

An der Ranzach wird diese Mergelzone von ca. 400 m vorwiegend harten, blauen Kalkmergeln, roten Mergeln und Sandsteinen unterlagert. Am Aabach bildet das Liegende der Aabachmergelzone H. TANNERS ein Wechsel von feinkörnigem granitischem Sandstein mit Kalksandstein und vorwiegend roten Mergeln (Zone der roten Mergelzwischenlagen): Verhältnis Sandstein zu Mergel im untern Teil ca. 3:1, im obern Teil 1:1. Die Mächtigkeit dieser Zone ist nach H. TANNER 450–500 m.

Der zwischen der Zone der roten Mergelzwischenlagen und der Basisnagelfluh liegende Mergelkomplex entspricht der oberaquitane Mergelzone im Osten, doch ist die abweichende Ausbildung an der Ranzach und am Aabach (Zurücktreten der gelbgrau gefleckten Serien und grössere Mächtigkeiten) paläogeographisch von Interesse, siehe p. 189.

Westlich des Aabachs in der Gegend von Au am oberen Zürichsee fehlt diese Mergelzone ganz; hier überwiegt z. T. geröllführender granitischer Sandstein (siehe G. WELTI [1950]). Ausser diesen Geröllvorkommen sind innerhalb des granitischen Sandsteins westlich des Rickens Geröllschnüre und -nester (meist extrem bunt, bis zu 80% kristalline Gerölle, siehe H. TANNER [1944], p. 13) häufig zu beobachten, fehlen jedoch östlich des Rickens bis zu Urnäsch. Ihr Geröllbestand ist stark verschieden von demjenigen der Nagelfluhen des Hörnli-fächers und ähnlich demjenigen der Nagelfluhen der oligozänen Hohen Rone-Schüttung (U. P. BÜCHI [1950], K. KLEIBER [1937], H. TANNER [1944]).

Die Zone der roten Mergelzwischenlagen und der untere Teil der Aabachmergelzone gehen östlich der Ranzach seitlich in die Zone des granitischen Sandsteins über.

Der granitische Sandstein östlich der Thur ist das nördlichere, feinere Schüttungsäquivalent der Kronberg- und Gäbrisnagelfluhen, die ihre Entstehung einem oligozänen Ur-Ill- im Osten und einem Ur-Rheinsystem im Westen verdanken. Die Überschneidungsverhältnisse dieser zwei Schuttkegel wurden von U. P. BÜCHI (1950) eingehend beschrieben.

Vor einem ähnlichen Überschneidungsphänomen stehen wir im Gebiete der Ranzach und des Aabachs, und die in dieser Region gemachten Feldbeobachtungen lassen sich wie folgt deuten:

Während sich am Südrand der mittelländischen Molasse der Ostschweiz zwischen Ricken und Rheintal an der Wende vom mittleren (Zone des granitischen Sandsteins s. str. U. P. BÜCHI [1950] und H. H. RENZ [1937/38]) zum oberen Aquitanien (oberaquitane Mergelzone) eine Abnahme der Intensität der oligozänen Ur-Rheinschüttung geltend macht, lässt sich im Gebiet der Ranzach und des Aabachs schon früher ein merkliches Nachlassen der Zufuhr psammitischen Materials feststellen. Diese Zone muss im oberen Teil des mittleren Aquitanien im Schüttungsschatten zwischen den beiden oligozänen Schüttungen, derjenigen des Ur-Rheins und jener der Hohen Rone gelegen haben; es kam zur Ablagerung der Zone der roten Mergelzwischenlagen, und Sandsteine treten mehr und mehr zurück. Mit dem Beginn des oberen Aquitanien begann die Schüttungsintensität des Ur-Rheinsystems sich sprunghaft zu vermindern: Sedimentation der oberaquitane Mergelzone zwischen Aabach und Rheintal. Ähnlich wie im Osten das Ur-Illsystem (Gebiet zwischen Sitter und Goldach), jedoch ausgeprägter, erhielt sich mit nennenswerter Intensität dasjenige der Hohen Rone im Westen

bis zur Schüttung der Basisnagelfluh des Hörnlifächers. So fehlt westlich des Aabachs bis zum Zürichsee die oberaquitane Mergelzone, es kam vorwiegend zur Ablagerung von granitischem, z. T. geröllführendem Sandstein. Die etwas abweichende Ausbildung der oberaquitane Mergelzone am Aabach und an der Ranzach (Zurücktreten der gelbgrau gefleckten Serien) muss auf den Einfluss der anhaltenden starken Hohen Roneschüttung zurückzuführen sein. Erst mit der Sedimentation der Basisnagelfluh beginnt das Ur-Rheinsystem sich dermassen mächtig zu reaktivieren, dass Geröllschübe bis ins Gebiet der Sitter und bis an den oberen Zürichsee stattfanden. Nach der Schüttung der Basisnagelfluh lässt sich im Gebiet des Zürichsees der Einfluss der Hohen Roneschüttung nicht mehr erkennen. Doch kann mit Bestimmtheit eine weitere Materialzufuhr angenommen werden, welche jedoch lithologisch nicht mehr zum Ausdruck kommt.

Die paläogeographischen Verhältnisse sind in Fig. 1 in einem Längsprofil dargestellt.

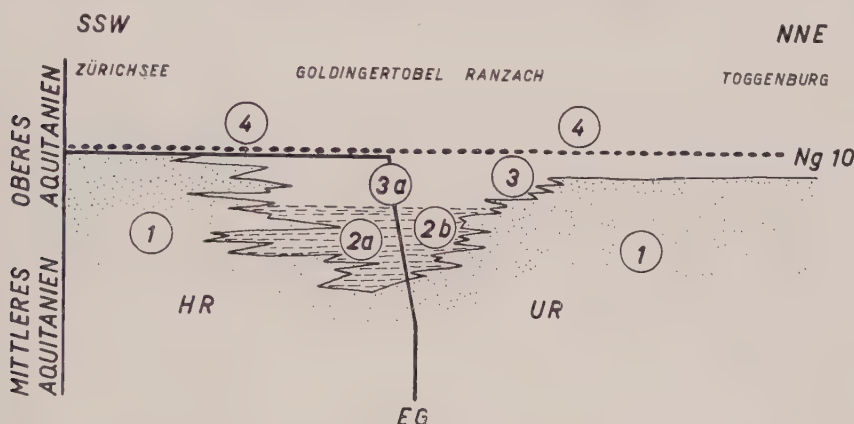


Fig. 1. Lithologisches Längsprofil durch das Aquitanien zwischen Toggenburg und Zürichsee (schematisch). 4fach überhöht. 1 granitischer Sandstein; 2a Zone der roten Mergelzwischenlagen; 2b Zone der roten und blauen Kalkmergel; 3 Nagelfluh-freies Oberaquitane; 3a Aabachmergelzone; 4 Nagelfluh-führendes Oberaquitane; Ng 10 Basisnagelfluh der Hörnli-schüttung; HR oligozäne Schüttung der Hohen Rone; UR oligozäne Schüttung des Ur-Rheins; EG E-Grenze des nachweisbaren Einflusses der Hohen Rone-Schüttung.

Zusammenfassend sehen wir, dass im mittleren Aquitanien im Gebiet der Ranzach und des Aabachs sich eine schwache Abnahme der Schüttungsintensität feststellen lässt, die aber erst im oberen Aquitanien über weite Gebiete zur Geltung gelangt. Während sich im unteren Oberaquitane das Ur-Rheinsystem relativ ruhig verhält – abgesehen vom lokalen Schüttungsvorstoß der Fröhlichsegg-nagelfluh südlich St. Gallen (U. P. BÜCHI [1950]) –, erhielt sich im E das Ur-III- und im W das Hohen Rone-System mit nennenswerter Intensität. Mit der Schüttung der Basisnagelfluh beginnt das Ur-Rheinsystem dominierend das Bild des Sedimentationsverlaufes in der ostschweizerischen Molasse zu beherrschen.

Nagelfluh-führendes Oberaquitane

Um die paläogeographischen Zusammenhänge innerhalb des Aquitanien besser verstehen zu können, war es nötig, auch auf die tieferen Teile dieser Stufe etwas

näher einzutreten, obwohl diese nicht den unmittelbaren Gegenstand unserer Untersuchungen bildeten.

So sind auf der geologischen Karte, Taf. VII, diese mittelaquitane Gebiete nicht dargestellt, da sich unsere Kartierungen lediglich auf die Hörnlischüttung beschränkte, die mit der Schüttung der Basisnagelfluh ihren Anfang nahm und bis ins oberste Tortonien evtl. Sarmat (TANNER [1944]) andauerte.

Auch die geologischen Verhältnisse im Goldingertobel wurden nicht in die Karte, Taf. VII, einbezogen, da dieses innerhalb des Aufnahmegebietes G. WELTI (1950) liegt. Im Text wird nur insoweit darauf Bezug genommen, als dieses unmittelbar mit den Beobachtungen im E bis zur Thur im Zusammenhang stand. Im einzelnen verweisen wir auf die detaillierte Profilbeschreibung in Lit. G. WELTI (1950).

Lithologisch umfasst das nagelfluhführende Aquitanien neben Nagelfluhen vorwiegend oberoquitane Mergelsandsteinserien, untergeordnet bunte oder graue Mergel, Sandsteine und Kalke. (Siehe auch Profile, Fig. 2.)

Nagelfluhen

Auf eine nähere petrographische Beschreibung möchten wir verzichten und auf die diesbezügliche, ausgezeichnete Arbeit H. TANNERS (1944) verweisen. Ähnlich wie östlich der Thur sind die Nagelfluhen allgemein als bunt zu bezeichnen, da die kristallinen Komponenten meist über 10% des Geröllbestandes bestreiten. Die Lagerungsverhältnisse der Nagelfluhen sind gleich wie in andern fluviatilen Teilen des Hörnlfächers. Überall lassen sich Stromrinnen beobachten, und häufig zeigen sich an der Basis der Nagelfluhbänke jene charakteristischen Kegelwülste und Kolke.

Die mittlere Mächtigkeit der Bänke beträgt $5\frac{1}{2}$ m, und die Maximalwerte liegen bei 20 m.

Oberoquitane Mergelsandsteinserien

Wie in Lit. U. P. BÜCHI (1950) erwähnt und auf p. 187 beschrieben wurde, ist unter diesem Sammelbegriff jene Gesteinswechselfolge zusammengefasst, welche für das obere Aquitanien in den folgenden Gebieten charakterisch ist: Südrand der mittelländischen Molasse zwischen Rheintal und Zürichsee, höhere aquitane Schichten an der Sihl zwischen Schindellegi und Finstersee, ferner unteres nicht-marines Burdigalien des Hörnlfächers. Diese Gesteine, in der Regel fossilarm, sind typische Flussanschwemmungen. Der Wechsel zwischen Hoch- und Niederwasser, periodische Überflutungen der Ufer und die Verlagerungen der verschiedenen Flussarme führten zu diesem ständigen Wechsel zwischen pelitischem und psammitischem Material. Granitischer Sandstein und Nagelfluhen als Zeugen stärkerer Schüttungsvorstösse sind stromrinnenförmig diesen Serien eingelagert.

Graue Mergelsandsteinserien

Graue, oft feingeschichtete Mergel (rhythmische Sedimentation, möglicherweise als Folge jahreszeitlicher Klimaschwankungen) wechselnd mit plattigen oder knolligen, grauen Sandsteinen können verschiedentlich beobachtet werden. Nach U. P. BÜCHI (1950) sind 80% der nichtmarinen Fossilvorkommen an diese Serien gebunden. Auch in unserem Untersuchungsgebiet, Goldingertobel inklusive, trifft dies zu. Im Aquitanien des Untersuchungsgebietes konnten wir jedoch lediglich pflanzliche Petrefakten in den grauen Serien beobachten, ausser in der schon erwähnten Fossilfundstelle im Goldingertobel.

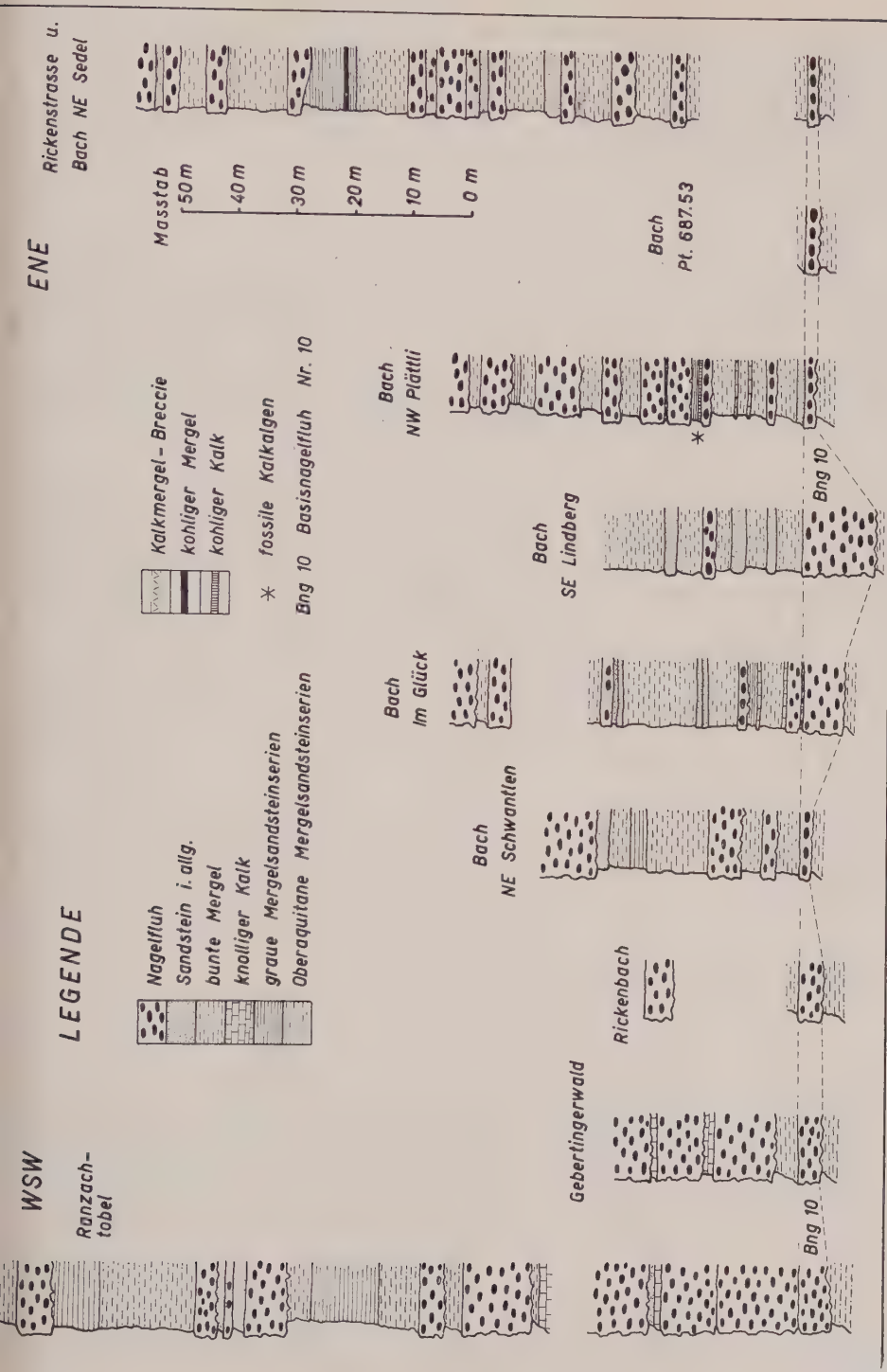


Fig. 2. Detailprofile durch das Nagelfluh-führende Oberaquitanien.

Am Bach NW-Plättli Koord. 724,025/238,65 finden wir von oben nach unten folgendes Profil (vgl. Fig. 2):

Nagelfluh	4 m
grauer Sandstein	0,3 m
grauer Mergelsandstein	0,1 m
grauer Mergel, einzelne Gerölle, z. T. mit Kalkkrusten, führend	0,3—0,1 m
brauner kohligter Kalk	0,1—0,2 m
Nagelfluh	2 m

Petrographisch stimmt dieser Kalk mit ähnlichen Funden z. B. Homberg-tobel und S. Gülsenweiher (U. P. BÜCHI [1950]) überein. Er besitzt wie diese bräunliche Färbung und eine feine Bänderung. Im Mikroskop erkennt man, dass diese Kalke Humus enthalten; auch sind häufig Strukturen erhalten, wie sie die unten beschriebenen Kalkalgen besitzen. Im Gegensatz zu anderen ähnlichen Kalkvorkommen fehlen hier Planorben- und Ostrakodenreste. H. L. HALBERTSMA (1944) hat solche Kalke aus zürcherischen Kohlenflözen näher beschrieben und kommt zum Schlusse, dass es sich um fossile Seekreiden handeln muss.

Die Kalkkrusten, welche die Gerölle umgeben, zeigen die gleichen Strukturen wie die von U. BÜCHI und F. HOFMANN (1945), U. P. BÜCHI (1950), F. HOFMANN (1949) und J. SPECK (1949) beschriebenen fossilen Kalkalgen. Die Lagerung dieser Schichten zwischen zwei Geröllschüttungen sprechen für eine Entstehung in einem Flussarm in einer Zeit relativer Ruhe (Bildung von Seekreide), gefolgt vorerst von einer schwachen Reaktivierung der Transportkraft des Flusses (einzelne Gerölle im Mergel), die sich später bis zur Nagelfluhschüttung steigerte.

Profil Bach NE Sedel (von oben nach unten); Koord. 724,35/239,35 (vgl. Fig. 2):

Nagelfluh	8 m
graue Mergel und mergelige Sandsteine, im untern Teil ein kohliges Mergelband führend	8 m
knolliger Mergelsandstein	2 m
gelbgraugefleckte Mergel	5 m

Die grauen Mergel führen keine Fossilien. Das kohlige Mergelband dürfte durch Zusammenschwemmung pflanzlichen Materials in einem lokalen Tümpel entstanden sein.

Bei Koord. 721,21/237,05 am Rickenbach liegt unter einer Nagelfluhbank 4 m grauer und blaugrauer, glimmerreicher Sandstein, der reich an schlecht-erhaltenen Pflanzenabdrücken ist.

Weitere, jedoch nicht fossilführende Vorkommen grauer Mergel und Sandsteine lassen sich an den meisten Nebenbächen des Rickenbaches beobachten (Profile Fig. 2).

Obwohl die grauen Serien innerhalb des Aquitanien des Untersuchungsgebietes keine limnischen Fossilien führen (ausser der Fundstelle mit Kalkalgen im Hummelwald) kann erfahrungsgemäss gesagt werden, dass diese Mergel und Sandsteine vorwiegend in Tümpeln, kleinen Seen und Altwasserarmen gebildet wurden. Die Untersuchungen von F. HOFMANN (1949), G. WELTI (1950) und U. P. BÜCHI (1950) innerhalb dem Hörnlischuttfächer haben nämlich gezeigt, dass der Grossteil aller limnischen Fossilfundstellen an solche graue Gesteins-serien gebunden sind. Die Lagerungsverhältnisse, die Fauna und Flora, die oft enge Verknüpfung grauer Serien mit lokalen Kohlevorkommen (Torfbildungen) zeigen, dass die grauen Serien Ablagerungen eines feinen Schlickmaterials in lokale mehr oder weniger stehende Gewässer sind.

Bunte Mergel und Sandsteine, knollige Kalke

Diese Gesteine können gelegentlich als wenig mächtige Lagen auftreten und erreichen erst im Burdigalien und Helvétien eine gewisse Bedeutung; eine detaillierte Beschreibung und die Diskussion über ihre Entstehung erfolgt später auf p. 197. Da das Auftreten dieser bunten und kalkigen Serien aus Fig. 2 ersichtlich ist, werden hier die einzelnen Vorkommen nur kurz erwähnt:

Bach im Hummelwald, NW-Plättli, Koord. 724,05/238,645: 0,3 m bunter Kalk, unterlagert von Nagelfluh.

Bach bei Im Glück, Koord. 723,18/238,15: 0,5 m bunter Kalk, unterlagert von Nagelfluh und überlagert von gelbgraugefleckten Mergeln.

Bach im Gebertingerwald, Koord. 720,65/236,325: roter knolliger Kalk, zwischen Nagelfluh unten und gelbem Mergelkalk oben.

Rickenbach, Koord. 721,21/237,06: 0,3 m rötliche und gelbliche Mergel, unterlagert von gelbgraugefleckten Mergeln und Sandsteinen, überlagert von Nagelfluh.

Ranzach, Koord. 718,3/235,28: gelbe und rotgefleckte Mergel, unterlagert von Nagelfluh.

Der Anteil der verschiedenen Gesteinstypen am Gesamtprofil zwischen Toggenburg und Ranzach beträgt für die Nagelfluhbänke im Mittel 50%, wobei lokal Werte bis zu 55% auftreten können. Gegen das Goldingertobel hin – infolge dessen weiteren Entfernung von der zentralen Schüttungsachse im Toggenburg – lässt sich eine deutliche Abnahme des Nagelfluhanteils auf 30% feststellen. Die oberaquitane Mergelsandsteinserien beteiligen sich im Mittel mit 45%, wobei lokal Abweichungen bis zu einem Drittel vom Mittelwert in einzelnen Profilen zu beobachten sind. Wie von U. P. BÜCHI (1950) beschrieben, nimmt der Anteil dieser Serien gegen den Rand des Schuttfächers hin zu und beträgt im Goldingertobel bereits ca. 50%. Ähnlich wie östlich der Thur (U. P. BÜCHI [1950]) treten graue und bunte Serien nur untergeordnet auf; ihr Anteil beträgt im Mittel 5%, doch kann er lokal bis auf 25% steigen.

Zusammenfassend zeigen die Feldbeobachtungen, dass analog wie östlich der der zentralen Fächerachse (Toggenburg) auch gegen Westen eine Abnahme des Nagelfluhanteils und eine Zunahme jener Sedimente stattfindet, die ruhigere Sedimentationsverhältnisse zu ihrer Ablagerung benötigten.

B. BURDIGALIEN UND HELVÉTIEN

(fluviatil-limnisches Äquivalent der Oberen Meeresmolasse)

Im Gegensatz zum Aquitanien fehlen innerhalb der Serien des Burdigalien und Helvétien Aufschlüsse über weite Gebiete, da diese Zone von z. T. mächtigen diluvialen Schuttbildungen verdeckt ist (vorwiegend lehmige Grundmoräne). Lediglich das Gebiet des Toggenburgs und das Goldingertobel bieten uns Einblick in die fluviatil-limnischen Bildungen dieser Stufen. Dank den gut aufgeschlossenen östlichen Anschlussgebieten war es uns doch möglich, das spärliche Beobachtungsmaterial in lithologischer und faciemlicher Hinsicht auszuwerten.

Nagelfluhen:

Der Anteil der kristallinen Gerölle liegt allgemein weit über 10%, und so sind die Nagelfluhen als bunt zu bezeichnen. Überall lassen sich stromrinnenartige Lagerungsverhältnisse beobachten, was keinerlei Zweifel an der fluviatilen Ent-

stehung der Nagelfluhbänke aufkommen lässt. Beobachtungen aus andern Teilen des Hörnli-fächers (obere Meeresmolasse der St. Gallergegend und am Zürichsee) haben nämlich gezeigt, dass innerhalb der Meeresablagerungen Nagelfluhbänke nie jene charakteristischen stromrinnenartigen Auskeilphänomene besitzen, wie z. B. das Auskeilen der Nagelfluhbänke durch Emporsteigen der Basisfläche, mit entsprechender Erosionsdiskordanz zum liegenden Sediment, mehr oder weniger parallel angeordnete Kegelwülste (Kolkbildungen) u.a.m. (U. P. BÜCHI [1950]).

Im Gegensatz zum Aquitanien zeigt sich eine Zunahme der Schüttungsintensität. Der Nagelfluhanteil im Gesamtprofil liegt im Burdigalien im Mittel bei 55%. Lokale Werte unter 50% sind auf die tiefsten burdigalen Teile beschränkt, während im oberen Burdigalien Anteilwerte von 80% auftreten können. Im Helvétien liegen die Anteilwerte im Mittel bei 75%, wobei bereits Maximalwerte bis zu 90% lokal zu beobachten sind.

Die Zunahme der Schüttungsintensität von den ältern zu den jüngern Molassestufen zeigt sich zudem deutlich in den Mächtigkeiten der Nagelfluhbänke. Die prozentuale Verteilung der verschiedenen Mächtigkeiten in den einzelnen Stufen, die in Fig. 3 dargestellt ist, vermittelt uns deutlich diese Tatsache. Die mittlere Mächtigkeit der Bänke beträgt im Aquitanien (p. 190) 5½ m, im Burdigalien 6½ m, im Helvétien 8 m und im Tortonien 8¾ m.

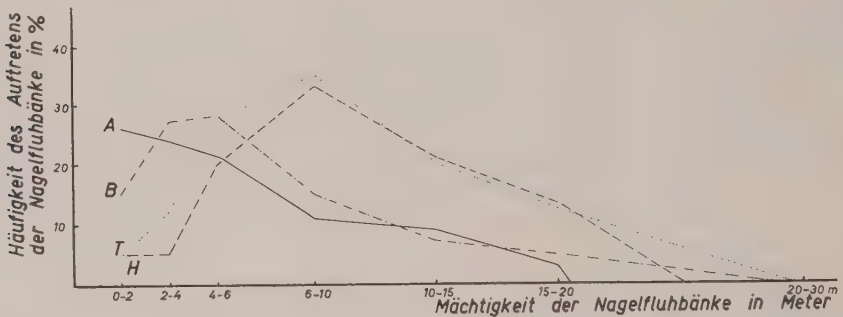


Fig. 3. Prozentuale Häufigkeit der Mächtigkeiten der Nagelfluhbänke im A Aquitanien, B Burdigalien, H Helvétien, T Tortonien.

Ähnlich wie östlich der Thur zeigt sich eine Zunahme der Schüttungsintensität vom oberen Aquitanien zum Tortonien, mit einem sprunghaften Anstieg im oberen Burdigalien und Helvétien.

Bevor wir zur Beschreibung der andern Gesteinstypen übergehen, sei hier in aller Kürze festgehalten, wie sich dieselben in bezug ihres prozentualen Anteils zum Gesamtprofil verhalten.

Gelbgraugefleckte Mergelsandsteinserien, ganz analog jenen im Aquitanien, sind auf den untern Teil des Burdigalien beschränkt. Sie beteiligen sich am Aufbau des Burdigalien zu 6%. Werden aber die tieferen Teile der Stufe für sich betrachtet, so sind die Anteilwerte bedeutend höher, wir haben also eine Häufung dieser Serien in der basalen Zone des Burdigalien. Die gelbgraugefleckten Serien des höhern Burdigalien besitzen bereits Anklänge an ähnliche Serien des Tortonien (U. P. BÜCHI [1950] und F. HOFMANN [1949]), die sich generell von denen des Aquitanien durch höhern Anteil pelitischen Materials und dem Überwiegen der gelben über die grauen Farbtöne auszeichnen. Ihr Anteil für das Burdigalien beträgt 5%, wodurch wir zu einem Totalanteil gelbgrauer Serien von 11% ge-

langen. Gelbgraugefleckte Serien beteiligen sich am Aufbau des Helvétien zu 20%.

Bunte und graue Serien erlangen ihre grösste Bedeutung nur im Burdigalien, wo sie sich zu 34% beteiligen, ähnlich wie in den fluviatilen zentralen Schuttfächerteilen östlich der Thur. Besonders die grauen Serien sind für das untere Burdigalien geradezu charakteristisch. (Hacktobel, Steintal, Rickenbach.) Im Helvétien zeigt sich ein deutliches Zurücktreten dieser Gesteine zugunsten der Nagelfluhen, 5%.

Graue Mergelsandsteinserien

Die grosse Häufigkeit grauer Serien im Burdigalien kommt auch darin zum Ausdruck, dass diese Stufe reich ist an Fossilvorkommen, da, nach U. P. BÜCHI (1950), östlich der Thur 80% aller Fossilfunde aus solchen Serien stammen.

Fossilfundstelle Hacktobel, Koord. 723,95/239,65: (von oben nach unten)

Plattige und massige Sandsteine mit prachtvollen Abdrücken von Palmblättern:

<i>Flabellaria</i> sp. ind. (1 Exemplar ist im geologischen Institut der ETH. und Universität Zürich ausgestellt)	4 m
grauer sandiger Mergel: <i>Melanien</i> . Ca. 50 m westlich führt diese Zone ein ca. 15 cm dickes Kalkbänkchen von grauer und brauner Farbe, das mit ähnlichen Vorkommen im Hombergertobel usw. U. P. BÜCHI (1950) und p. 192 übereinstimmt und wie diese eine fossile Seekreide repräsentiert	1 m
rötlicher knolliger Mergelsandstein	3 m
Nagelfluh gegen Westen in knolligen mergeligen Kalk verkeilt	6 m
rötliche und gelbe Mergel	1 m
graue Mergel wechselnd mit grauen Sandsteinen, seitliche Übergänge in knollige Sandsteine und Kalke	10 m
grauer knolliger Kalk	1 m
graue Mergel im Wechsel mit grauen plattigen Sandsteinen: Schwemmkohle	3 m

Diese unterburdigale Zone im Hacktobel liegt in der unmittelbaren westlichen Fortsetzung der grauen Mergelzone am Dorfbach Wattwil, die nach U. P. BÜCHI (1950) z. T. limnische Fossilien führt und wo auch vereinzelt Palmblätter gefunden wurden. Auf einer gemeinsamen Exkursion fanden wir dort in einem plattigen Sandstein sehr schön erhaltene Pflanzen. Die Pflanzen wurden in freundlicher Weise von R. HANTKE bestimmt, dem wir an dieser Stelle unsern besten Dank aussprechen möchten.

Bestimmung der pflanzlichen Fossilfunde aus dem Dorfbach Wattwil

(briefliche Mitteilung von R. HANTKE)

Von den aus den fluviatil-limnischen Mergelschichten des unteren Burdigalien von Wattwil (Dorfbach) stammenden pflanzlichen Fossilien konnten bis anhin identifiziert werden: *Dryopteris* (*Aspidium*) *Meyeri* (HEER) sowie ein Blattrest von *Salix Lavateri* (HEER).

Daneben fanden sich noch mehrere Reste einer Monocotyledone, ein Fragment eines Cornus-artigen Blattes sowie ein weiteres unbestimmbares Dicotyledonen-Blatt.

Dryopteris (*Aspidium*) *Meyeri* (HEER)

Wedel gefiedert, Fiedern lang und schmal, meist wechselständig, zuweilen paarweise $\pm$ genähert, ihrerseits tief fiederteilig. Gegen die Wedelspitze, wie auch

gegen aussen, werden die Einschnitte der Fiedern jedoch immer weniger tief; die obersten Fiedern sind sogar ungeteilt. Fiederlappen scharf ganzrandig, vorn vielfach $\pm$ zugerundet, zu Beginn der Fiedern $\pm$ gegenständig, später meist alternierend; von feinen, teils einfachen, teils sich gabelnden, basal leicht nach vorn gebogenen Nerven innerviert.

Von diesem Farn lagen mehrere Exemplare vor. Sichere Sori konnten allerdings an den zur Verfügung stehenden Stücken nirgends beobachtet werden. Doch zeigen die sterilen Triebe eine so vollkommene Übereinstimmung mit den von HEER abgebildeten Exemplaren aus der unteren Süsswassermolasse (Aquitania) von Lausanne (Tunnel) und von Altstätten (gegen den Ruppen) sowie mit denen aus der oberen Süsswassermolasse von Oehningen, dass an der Zuordnung wohl kaum gezweifelt werden kann. Immerhin lässt sich auch mit den von HEER als *Aspidium Escheri* beschriebenen Stücken eine gewisse Ähnlichkeit erkennen. Doch unterscheidet sich dieser Farn vom unsrigen durch die mehr gegenständigen Fiedern im oberen Wedelabschnitt sowie durch die längeren und viel stärker sich zuspitzenden Fiederlappen.

HEER vergleicht sein *Aspidium Meyeri* mit *Aspidium molle* Sw. = *Dryopteris parasitica* (vel *D. patens*) sec. C. CHRISTENSEN, einem namentlich auf den atlantischen Inseln (Madeira) häufigen, tropisch-subtropischen Farn, wogegen L. LAURENT eher dahin neigt, diese HEERSche Art mit *Lastraea oreopteris* PRESL. in Zusammenhang zu bringen.

Salix Lavateri A. BR.

Dieses Blatt ist leider nur sehr fragmentarisch erhalten. Immerhin lässt sich die für *Salix*-Blätter charakteristische Nervatur deutlich erkennen. Auf Grund der Blattgestalt sowie der Ausbildung des schwach gezähnten Blattrandes scheint es angezeigt, das Blattfragment zu dieser Weidenart zu stellen. Unter den rezenten Weiden stehen ihr namentlich schmalblättrige Blattformen von *Salix fragilis* L. und *Salix triandra* L. sehr nahe; daneben besitzt diese Art auch eine gewisse Ähnlichkeit mit der nordamerikanischen *Salix nigra* MARSH.

HEER, O.: Flora tertiaria Helvetiae I, III, Winterthur, 1855 u. 1859.

LAURENT, L.: Flore plaisancienne des argiles cinéritiques de Niac (Cantal).

Annales Musée d'Hist. nat. de Marseille, t. XII, 1908.

KRÄUSEL, R.: Die Pflanzen des schlesischen Tertiärs.

Jahrb. preuss. geol. Landesanstalt, Bd. 38, 2, 1917 sowie Nachtrag III, Bd. 40, 1, 1919.

Das untere Burdigalien im Raum des heutigen Toggenburgs zeichnet sich durch z. T. ausgedehnte Tümpelbildungen aus mit reichem Palm- und Pflanzenwuchs an den Ufern. Neue Schüttungsvorstösse führten zu lokalen Zusammenschwemmungen von pflanzlichem Material, z. B. Hacktobel. Das Vorkommen ausgedehnter Süsswasserbildungen ist nur verständlich aus der Tatsache heraus, dass zu dieser Zeit das Gebiet des Toggenburgs ausserhalb des Bereichs starker Schüttungen gelegen hat, eine Folge der Ablenkung der mächtigen Schüttungsarme aus der zentralen Schuttfächerachse gegen NE in das Gebiet des Senkungsfeldes im untern st. gallischen Rheintal und dem Bodensee. Diese Ablenkungen der Deltaarme des Ur-Rheinsystems ist auf starke Senkungserscheinungen zurückzuführen, die von einer fortschreitenden Transgression des Burdigalien Meeres gegen das Schuttfächerinnere begleitet war (siehe hiezu U. P. BÜCHI [1950]).

Fossilfundstellen im Steintal (Profil von oben nach unten, längs des unteren Teils des Feldbaches):

Nagelfluh	4	m
gelbgraugefleckte Mergel	8	m
grauer Sandstein	1	m
graue Mergel mit einzelnen Geröllen, fossilführend: <i>Heliciden</i> , Knochenfragmente von <i>Säugetieren</i> , Bruchstücke aus <i>Schildkrötenpanzern</i> , Schwemmkohle (Koord. 723,315/239,67)	2	m
gelbgraugefleckte Mergel	2	m
Nagelfluhkomplex	25	m
gelbgrau und rötlichgefleckte Mergel im Wechsel mit grauen Mergeln	3	m
Nagelfluh, gegen E auskeilend	1	m
gelbgraugefleckte Mergel	3	m
Nagelfluh	10	m
gelbgraugefleckte Mergel	1	m
Nagelfluh	10	m
graue Mergel und Sandsteine, fossilführend: <i>Heliciden</i> und Schwemmkohle	3	m
kohliger Mergel	0,05	m
graue Mergel und Mergelsandsteine, fossilführend: <i>Heliciden</i> (Koord. 723,6/239,74)	0,7	m
graugrüne Mergel	0,3	m
violettgelbgraugefleckter knolliger Mergelkalk und Mergel	1	m
gelbgraugefleckter Sandstein	0,3	m
Nagelfluh	3	m
gelbgraugefleckter Sandstein	1	m
Nagelfluh	5	m
grauer geröllführender Sandstein, reich an Pyrit und Schwemmkohle, fossilführend, <i>Heliciden</i> (Koord. 723,71/239,8)	2	m
grau, gelb und rötlich gebänderter Sandstein	1	m
Nagelfluh	8	m
graugelbgefleckte Sandsteine und Mergelsandsteine	4	m
Nagelfluh, z. T. in Sandstein verkeilt, gegen W Mächtigkeitszunahme	3,5	m
gelbgrauviolettgefleckte Sandsteine	2	m
Nagelfluh	5	m
grauer Mergel	0,5	m
gelbgraugefleckte Mergel und Mergelsandsteine	10	m
gelbgraugefleckte Mergelkalke und Sandsteine	2	m
Nagelfluh	6	m
grauer Mergel, reich an Schwemmkohle; im östlichen Teil des Aufschlusses ½ cm dickes Kohlenflöz und kohlige Mergel (Koord. 723,775/239,81)	0,2	m
plattige Sandsteine (Kreuzschichtung) und graue Mergel	1	m
grauer Mergelsandstein, reich an Schwemmkohle	0,5	m
graue und graugrüne Mergel	2,5	m
graugrüne Mergel mit einzelnen Kalkknollen nach oben Übergang in knolligen Kalk	1	m
nicht aufgeschlossen	ca. 5	m
Nagelfluh	6	m

Wie aus dem Profil ersichtlich, sind verschiedene Vorkommen grauer Mergel im untern Teil des Steintales beobachtet worden, die z. T. fossilführend sind. Die Fossilfundstelle bei Koord. 723,315/239,67 bedarf besonderer Erwähnung, da hier neben *Heliciden* fossile Reste von *Säugetieren* und *Schildkröten* beobachtet wurden.

Bunte Mergel und Sandsteine, knollige Kalke

Das Auftreten bunter Serien in nennenswerter Häufigkeit ist für das fluviatil-limnische Burdigalien und Helvétien am Südrand der mittelländischen Molasse zwischen Rheintal und Zürichsee ein charakteristisches Merkmal. Vor allem die zentralen Schuttfächerteile im Gebiet zwischen Goldingertobel und Weissenbach

zeichnen sich durch ein häufiges Auftreten solcher Serien aus. Gegen die Schuttfächerränder hin treten sie zu Gunsten gelbgrau- und gelbgrauviolettgefleckter Serien zurück. Der Ausdruck bunte Serien wurde erstmals in diesem Sinne von U. P. BÜCHI (1950) verwendet. Mit dieser Bezeichnung wurde jene lithologisch komplexe Gruppe zusammengefasst, die weder Anklänge zur Gruppe der grauen noch der gelbgraugefleckten (oberaquitane oder tortone Mergelsandsteinserien) Gesteinsserien besitzt.

Die bunten, meist knolligen, oft dichten Kalke („Wetterkalk“) und Mergelkalke bilden innerhalb der bunten Serien eine lithologisch eng umgrenzte Untergruppe. Sie sind in ihrem Auftreten meist an Nagelfluhschüttungen gebunden, indem Nagelfluhbänke nach oben in solche übergehen oder die knolligen Kalke oft stromrinnenartig in Mergeln liegen und durch eine nachfolgende Geröllschüttung eingedeckt wurden. Dabei sind häufig Übergänge zwischen den Kalken und den Konglomeraten zu beobachten. Lokal können die Kalke eine Nagelfluhbank seitlich ersetzen und sind dann wie diese stromrinnenartig zwischen die andern Sedimente eingebettet. Diesen Kalken fehlen jene organischen Reste, wie sie in den fossilen Seekreiden beobachtet werden, weshalb es sich nicht um solche handeln kann. Die Kalke sind aus feinem Kalkschlamm hervorgegangen, der von den Flüssen aus kalkreichen Einzugsgebieten verschwemmt wurde oder durch Aufarbeitung kalkiger Geröllmassen aus rückwärtigen Schuttfächerteilen entstanden ist. Die knolligen Kalke, die z. T. Übergänge zu Mergelkalken zeigen, weisen häufig eine rote Färbung auf. Oft lässt sich erkennen, dass das Bindemittel der Nagelfluh mit welcher der Kalk verknüpft ist, ähnliche Farbtöne aufweist wie der Kalk. Auch hier erkennt man die enge entstehungsmässige Beziehung zwischen diesen beiden Gesteinen. Knollige Kalke treten auch unabhängig von Nagelfluhbänken auf, doch sind solche Vorkommen seltener, und meist handelt es sich um mehr mergelige Varietäten.

Im Untersuchungsgebiet sind verschiedene solche Kalkvorkommen bekannt. Unter diesen Bedingungen sind auch einige aus den andern Molassestufen und vom Goldingertobel hier aufgeführt:

Aus Fig. 2 sind einige Beispiele solcher Kalke in Verbindung mit Nagelfluhen ersichtlich: Bach Im Glück, Gebertingerwald und Ranzach.

Goldingertobel, Koord. 716,03/234,64 (Aquitani): Eine 20 m mächtige Nagelfluhbank ist gegen Westen und Norden in roten knolligen, z. T. mergeligen Kalk verkeilt. An der Basis der Nagelfluh, wie auch des Kalkes zeigen sich jene Phänomene, wie sie für Stromrinnen charakteristisch sind, Kegelwülste und scharf vom Liegenden abgesetzte Basisfläche.

Goldingertobel, Koord. 716,05/234,88 (Burdigalien): Eine 4 m mächtige Nagelfluhbank geht gegen oben in knolligen Kalk über.

Goldingertobel, Koord. 716,075/234,975 (Burdigalien): Profil von oben nach unten.

Nagelfluh	5 m
grauer knolliger Kalk mit seitlichen Übergängen in rötlichen Kalk	3 m
gelbgrauer Sandstein	2 m

Rickenbach, Koord. 721,25/237,2 (Burdigalien): Profil von unten nach oben.

Nagelfluh, wellige Basisfläche	2 m
gelbgraugefleckter, knolliger z. T. mergeliger Kalk	1 m
Nagelfluh	4 m

Hacktobel, Koord. 724,0/239,65 (Burdigalien): Profil siehe p.195. Eine 6 m mächtige Nagelfluhbank spaltet sich gegen W in einzelne Geröllschnüre auf, die sich

in einen rötlichen, knolligen Kalk fortsetzen und sich eng mit ihm verzahnen. Der Kalk übernimmt die Rolle der Nagelfluh und liegt wie diese mit einer welligen (schwache Kegelwülste) Basisfläche auf rötlichen Mergeln.

Goldingertobel, westlicher Seitenbach (bei Kirche Goldingen entspringend) Koord. 715,875/235,45 (Helvétien): Hier sind 4 m Nagelfluh überlagert von 1 m rötlichem, knolligem Kalk aufgeschlossen.

Weiter bachaufwärts bei Koord. 715,8/235,475 (Helvétien) finden wir von oben nach unten folgendes Profil:

rötlicher, knolliger Kalk	2,5 m
Nagelfluh, z. T. mit intensiv rotem Bindemittel, Übergänge in knolligen Kalk	4 m
gelbgrauviolettgefleckte Mergel und Mergelsandsteine	2,5 m

Rotenbach, Koord. 723,16/241,34 (Tortonien): Profil von oben nach unten.

Nagelfluh, ebene, vom Liegenden scharf abgesetzte Basisfläche	10 m
knolliger Mergelkalk	2 m
Nagelfluh	6 m

Bunte Mergel und Sandsteine (rote, violette, orange, braune, grüne Varietäten etc.), die überall als wenig mächtige Lagen auftreten können, lassen sich nicht immer in bestimmte Untergruppen zusammenfassen.

Rote Mergel, seltener rötliche Sandsteine, sind häufig an der Basis von Nagelfluhbänken zu beobachten. Sie wurden unmittelbar vor einer starken Schüttung gebildet und stehen mit den Geröllschüben in engem Zusammenhang. Roterde-material wurde durch Einreissen der Ufer im Einzugsgebiet der Flüsse und in rückwärtigen Schuttkegelteilen durch die Vorflut eines Geröll-führenden Hochwassers ins Molassebecken verschwemmt. Im Akkumulationsgebiet gelangte nun dieses in den Flussläufen zur Ablagerung und wurde durch die nachfolgende Geröllschüttung eingedeckt.

Eine Anreicherung von eischüssigem Material durch Abwandern von Lösungen während der Diagenese kann nicht diese Rotfärbung der Mergel an der Basis einer Nagelfluh erklären. Die roten Mergel sind jeweils scharf vom Liegenden abgegrenzt, und es finden keine Farbübergänge statt.

Es folgen einige Beispiele: (Profile von oben nach unten)

Rickenbach, Koord. 721,2/237,1 (Aquitainen):

Nagelfluh, wellige vom Liegenden scharf abgesetzte Basisfläche	8 m
rötliche und gelbliche Mergel	0,3 m
gelbgraugefleckte Mergel, Mergelsandsteine und Sandsteine	7 m

Hacktobel, Koord. 724,0/239,65 (Burdigalien):

Wie aus Profil p. 195 ersichtlich, liegt unter einer 6 m mächtigen Nagelfluhbank, die gegen W in knolligen Kalk verkeilt ist, 1 m rötlicher und gelblicher Mergel, unterlagert von grauen Mergeln.

Goldingertobel, Koord. 716,05/234,89 (Burdigalien):

Nagelfluh, schwach wellige, vom Liegenden scharf abgesetzte Basisfläche; im untersten Teil graue Mergelsandsteinlinsen, die reich an Schwemmkohle sind	6 m
weinrote Mergel	0,1 m
graue z. T. plattige, z. T. knollige Sandsteine	6 m

Goldingertobel, Koord. 716,0/235,3 (Burdigalien):

Nagelfluh	2 m
rote Mergel und graue Sandsteine	0,2 m
Nagelfluh	3 m

Bach von Atzmännig nach Walde, Koord. 718,95/237,16 (Tortonien):

Nagelfluh, wellige, vom Liegenden scharf abgesetzte Basisfläche	8 m
rote und gelbe Mergel	1 m
Nagelfluh	4 m

Bach von Atzmännig nach Walde, Koord. 718,94/237,01 (Tortonien):

Nagelfluh, wellige, vom Liegenden scharf abgesetzte Basisfläche	4 m
rote Mergel	0,5 m
Nagelfluh	5 m

Bach von Vorder-Rotstein nach Ober-Ricken, Koord. 719,89/237,39 (Tortonien):

Nagelfluh, wellige, vom Liegenden scharf abgesetzte Basisfläche	9 m
roter Mergel	einige cm

Bach von Vorder-Rotstein nach Ober-Ricken, Koord. 719,825/237,65 (Tortonien):

Nagelfluh, gerade, vom Liegenden scharf abgesetzte Basisfläche	8 m
tiefroter Mergel	0,1 m
Nagelfluh	5 m

Rickenbach, Koord. 720,25/238,45 (Tortonien):

Nagelfluh, wellige, vom Liegenden scharf abgesetzte Basisfläche	4,5 m
roter Mergel	0,4 m
Nagelfluh	13 m

Rickenbach, Koord. 720,125/238,8 (Tortonien):

Nagelfluh	5 m
ziegelrote Mergel mit Kalkkonkretionen	1 m

Bach von Eggli nach Hinter-Laad, Koord. 721,675/238,25 (Tortonien):

Nagelfluh	11 m
roter Sandstein	0,2 m
grauer Sandstein	0,15 m
roter Mergel	0,5 m
gelbe Mergel	10 m

Bach von Eggli nach Hinter-Laad, Koord. 721,675/238,27 (Tortonien):

Nagelfluh, wellige, vom Liegenden scharf abgesetzte Basisfläche, rötliches Bindemittel	4 m
rosa Mergel	0,3 m

Eine weitere Untergruppe, die von U. P. BÜCHI zu den bunten Serien gezählt wurde, ist die der orangen, rötlichen und gelben sandigen Mergel der Hauptschüttungszonen. Diese Serien, die nur im Tortonien und Helvétien auftreten, stehen zwischen der oben genannten Untergruppe und bilden zugleich den Übergang zu den gelbgrau gefleckten Serien des Tortonien. Diese Mergel führen vereinzelte grosse Sandkörner oder eckige Gesteinssplitter und bilden Übergänge in mergelige Sandsteine. Sie sind charakteristisch für die zentralen Schüttungszonen des Hörnlifächers, z. B.:

Goldingertobel, westlicher Seitenbach (bei Kirche Goldingen entspringend),
Koord. 715,84/235,475 (Helvétien):

Nagelfluh, wellige, vom Liegenden scharf abgesetzte Basisfläche	6 m
rötliche und gelbe, sandige Mergel	1 m
Nagelfluh	10 m

Bachaufwärts, Koord. 715,75/235,5 (Helvétien):

Nagelfluh, ebene, vom Liegenden scharf abgesetzte Basisfläche	6 m
rosa, gelbe und graue Mergel und Mergelsandsteine	2 m
Nagelfluh	1 m

Rickenbach, Koord. 720,23/238,42 (Tortonien):

Nagelfluh, wellige, vom Liegenden scharf abgesetzte Basisfläche; Nesterkohle	9 m
rote, sandige Mergel und gelbgraugefleckte Mergel	1 m
Nagelfluh	5 m

Bach von Eggli nach Hinter-Laad, Koord. 721,68/238,15 (Tortonien):

Nagelfluh	5 m
gelbe sandige und rosa Mergel	0,7 m
Nagelfluh	10 m

Ausser den in den beiden erwähnten Untergruppen auftretenden bunten Serien, können untergeordnet im ganzen Untersuchungsgebiet bunte Mergel und Sandsteine als wenig mächtige Lagen auftreten. Sie sind jedoch vorwiegend auf das fluviatil-limnische Burgidalen und Helvétien beschränkt. Eine eindeutige Erklärung ihrer Entstehung oder eine Einordnung in eine bestimmte Gruppe ist in der Regel nicht möglich.

Die meist roten Farbtöne sind auf vermehrte Einschwemmung von Eisenoxiden und Hydroxyden zurückzuführen. Möglicherweise kann z. T. die Rotfärbung sekundärer Natur sein, infolge Zersetzung von Schwefelkies während der Diagenese.

C. UNTERES TORTONIEN

Das untere Tortonien zeichnet sich durch eine dichte Aufeinanderfolge von z. T. mächtigen Nagelfluhbänken aus. Der Anteil der kristallinen Gerölle ist im Mittel 9%. Neben bunten Konglomeraten treten auch solche auf, die nach ihrer Zusammensetzung als Kalkdolomitnagelfluh bezeichnet werden müssen.

Der Anteil der Nagelfluhen am Gesamtprofil beträgt ca. 90%, doch können von Profil zu Profil Schwankungen von 80–99 % beobachtet werden.

Innerhalb unseres Untersuchungsgebietes macht sich von E gegen W keine Abnahme der Schüttungsintensität geltend. Das Tortonien liegt hier in seiner Gesamtheit inmitten der zentralen Hauptschüttungszone, die vom Helvétien weg bedeutend an Breite gewann. Die mittlere Mächtigkeit der Nagelfluhbänke liegt bei 8,75 m und solche von über 15 m sind recht häufig.

Zwischen den Nagelfluhbänken liegen meist dünne Lagen von gelbgraugefleckten, seltener bunten oder grauen Serien. Die gelbgraugefleckten Mergelsandsteinserien beteiligen sich am Gesamtprofil im Mittel zu 8% (max. 12%, min. 4%); die bunten und grauen Serien im Mittel mit 3% (max. 6%, min. 0%). Die Mächtigkeiten dieser Zwischenlagen ist meist gering, im Mittel 2–2,5 m dick.

Aus dem Untersuchungsgebiet sind uns lediglich von 2 Lokalitäten Mergel und Sandsteinlagen von über 10 m Dicke zwischen zwei Nagelfluhbänken bekannt:

Bach von Eggli nach Hinter-Laad, 12 m, und Bach von Vorder-Rotstein nach Ober-Ricken, 10 m. In einzelnen Profilen kann beobachtet werden, wie Nagelfluhbank auf Nagelfluhbank liegt ohne Mergelzwischenlagen, und nur eine deutlich ausgeprägte Schichtfuge bezeugt, dass es sich um zwei zeitlich auseinanderliegende Schüttungsvorstösse gehandelt hat. Ursprünglich ist die Mächtigkeit einer Mergelablagerung über einer Nagelfluhbank bedeutend grösser gewesen, doch wurden diese durch die nachfolgende Schüttung jeweils weitgehend abgetragen und aufgearbeitet. Die vielfach zu beobachtenden Aufarbeitungsphänomene, wie Kolkbildungen, Kegelwülste, Mergelschollen in den Nagelfluhen usf., legen ein deutliches Zeugnis dafür ab.

Fossilien sind in dieser Stufe äusserst selten gefunden worden. H. TANNER (1944) erwähnt aus dem Rumpfwald im oberen Steintal (Koord. 720,55/239,17) einen Fund von *Cepea spec.* Auch das Vorkommen pflanzlicher Petrefakten konnte nur sehr vereinzelt beobachtet werden, z. B. das auf p. 201 erwähnte Schwemmkohlevorkommen.

Die Grenze zum mittleren Tortonien (rein lithologische Abgrenzung) wird von der Degersheimer-Kalknagelfluh gebildet, deren Ausbildung und Entstehung von U. P. BÜCHI & G. WELTI (1950) eingehend beschrieben wurde.

Die höhern tortonien Serien waren nicht mehr Gegenstand unserer Untersuchungen, und wir verweisen an dieser Stelle auf die diesbezüglichen Arbeiten von H. TANNER.

Die dichte Wechselfolge der Nagelfluhbänke, wie sie für das untere Tortonien unseres Untersuchungsgebietes charakteristisch ist, kommt im untenstehenden Profil (von oben nach unten) am oberen Rickenbach im Erosionskessel SE Klein-Rotstein instruktiv zum Ausdruck:

Degersheimer-Kalknagelfluh („Appenzellergranit“)	1,5 m
Nagelfluh	10 m
Nagelfluh	9 m
gelber Sandstein	1 m
Nagelfluh	8 m
gelber Sandstein	1 m
Nagelfluh	8 m
gelbgraugefleckte Mergel	4 m
Nagelfluh	5 m
ziegelrote Mergel mit Kalkkonkretionen	1 m
unter Schuttbedeckung	40 m
Nagelfluh	10 m
unter Schuttbedeckung	30 m
Nagelfluh, wellige, vom Liegenden scharf abgesetzte Basisfläche	10 m
gelbgraugefleckte Mergelsandsteine	2 m
Nagelfluh, gegen Osten auskeilend	1 m
gelbgraugefleckte Mergelsandsteine	5 m
Nagelfluh	2 m
gelbgraugefleckte Mergelsandsteine	3 m
Nagelfluh, mit Sandsteinlinsen	17 m
gelbgraugefleckte Mergel	4 m
Nagelfluh	11 m
gelbgraugefleckte Mergel	2 m
Nagelfluh	6 m
Nagelfluh, wellige, vom Liegenden scharf abgesetzte Basisfläche; Nesterkohle, bis kopfgrosse Gerölle	9 m
rote, sandige Mergel und gelbgraugefleckte Mergel	1 m
Nagelfluh	5 m

gelbgraugefleckter Mergel	0,5 m
Nagelfluh, wellige, vom Liegenden scharf abgesetzte Basisfläche	4,5 m
roter Mergel	0,4 m
Nagelfluh	13 m
gelbgraugefleckte Mergel	0,5 m
Nagelfluh	6 m

IV. Paläogeographische Betrachtungen

Um unsere Beobachtungstatsachen in paläogeographischer Hinsicht auswerten zu können, ist es unumgänglich, in Kürze auf die Paläogeographie des östlichen Teils des Hörnlichfächers einzutreten, die eine Weiterführung und Modifizierung jener Erkenntnisse darstellen, die R. STAUB (1934) in seinem Werke „Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie“ niedergelegt hat.

An der Wende Oligozän-Miozän beginnt mit den insubrischen Phasen die eigentliche Deformationsepoche des Alpenkörpers. Im Hörnlichschuttfächer zwischen Toggenburg und Rheintal kommt der Beginn der frühinsubrischen Phase bereits im oberen Aquitanien in der Schüttung der Basisnagelfluh 10 zum Ausdruck. In der Folgezeit bleibt die Intensität der Schüttungen relativ konstant, und erst im oberen Burdigalien findet eine nennenswerte Zunahme der Schüttungsintensität statt, die sich im Helvétien noch bedeutend verstärkt. Die frühinsubrische Phase wird von der mittelsinsubrischen abgelöst, die jedoch erst im unteren Tortonien ihre volle Auswirkung erlangt, und in einer letzten grossen Geröllabfuhr in die Tiefe des Molassebeckens ihren Niederschlag findet.

Betrachten wir nun die Verhältnisse im Hörnlichschuttfächer zwischen Goldingertobel und Toggenburg in bezug auf die von U. P. BÜCHI beschriebenen Erkenntnisse östlich des Thurtales, so erkennen wir, dass auch hier die frühinsubrische Phase im oberen Aquitanien beginnt; wie im Osten, so repräsentiert im Untersuchungsgebiet die Schüttung der Basisnagelfluh den Beginn der Hörnlichschüttung. Im Nagelfluh-führenden Oberaquitanien ist die Schüttungsintensität noch verhältnismässig schwach: Fig. 3 zeigt die Verteilung der verschiedenen Nagelfluhmächtigkeiten in den einzelnen stratigraphischen Stufen. So erkennen wir im Aquitanien, dass Bänke von der Grössenordnung bis zu 2 m am häufigsten auftreten, während Mächtigkeiten von über 15 m geradezu selten sind. Der Anteil der Nagelfluhen am Gesamtprofil beträgt ca. 50%.

Im Burdigalien verändert sich das Bild in bezug auf die Verteilung der Nagelfluhmächtigkeiten wesentlich, indem, wie aus Fig. 3 ersichtlich, die Kurve einen raschen Anstieg erfährt und die mittlere Mächtigkeit der Bänke bei 6,5 m liegt. Trotzdem steigt der Nagelfluhanteil im Gesamtprofil nur wenig (55%), und wir kommen zum Schlusse, dass das Burdigalien sich wohl durch stärkere, jedoch nicht häufigere Schüttungsvorstösse auszeichnet.

Wie auch östlich der Thur, beginnt bereits im oberen Burdigalien, insbesondere aber im Helvétien, ein sprunghafter Anstieg der Schüttungsintensität. Dies ist deutlich aus Fig. 3 ersichtlich und zeigt sich auch in einem hohen Anteilwert der Nagelfluhen, im Mittel 75% für das Helvétien. Dieser starke Anstieg der Schüttungsintensität im Helvétien markiert den Beginn der mittelsinsubrischen Phase, die sich im Tortonien noch wesentlich verstärkt, was sich in einem noch höhern Nagelfluhanteil zeigt (90%).

Fig. 4 stellt die Anteilwerte der verschiedenen Gesteinstypen in den einzelnen stratigraphischen Stufen für das Toggenburg und für das Goldingertobel dar. In bezug auf die Nagelfluhschüttungen erkennen wir, dass im Goldingertobel in-

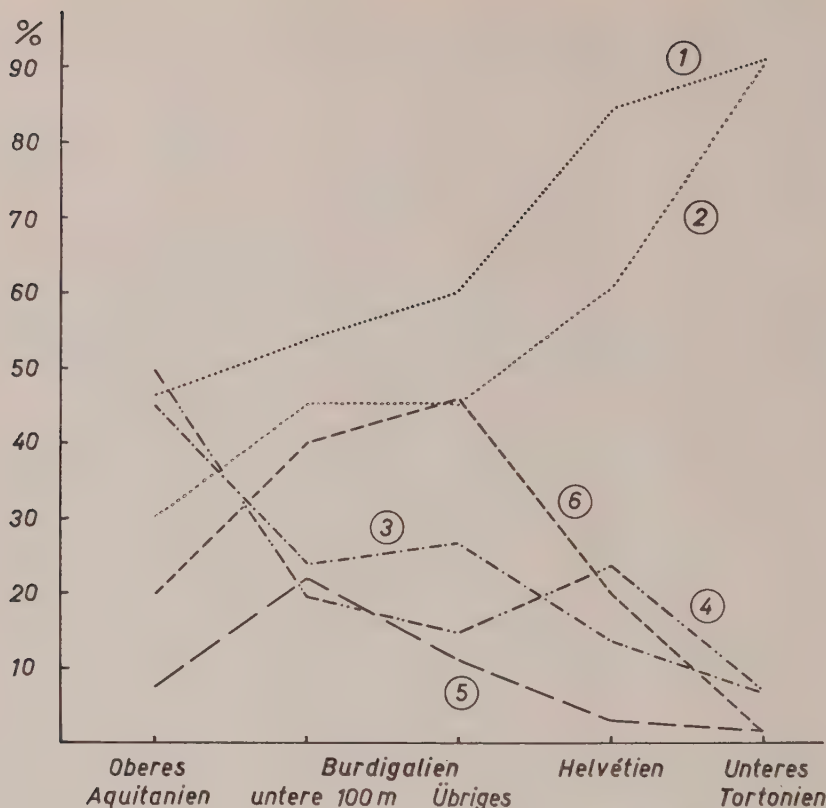


Fig. 4. Anteilwerte der Gesteinstypen in den stratigraphischen Stufen für das Toggenburg und das Goldingertobel.

1 Anteil der Nagelfluhen im Toggenburg; 2 Anteil der Nagelfluhen im Goldingertobel; 3 Anteil der gelbgraugefleckten Mergelsandsteinserien im Toggenburg; 4 Anteil der gelbgraugefleckten Mergelsandsteinserien im Goldingertobel; 5 Anteil der grauen und bunten Serien im Toggenburg; 6 Anteil der grauen und bunten Serien im Goldingertobel.

folge dessen weitem Entfernung von der zentralen Schuttfächerachse (Gebiet des Toggenburgs) der Anteilwert bis zum Helvétien 10–25% tiefer liegt als im Toggenburg. Erst im unteren Tortonien kommt das gesamte Untersuchungsgebiet innerhalb jener Zone zu liegen, die sich durch maximale Schüttungsintensität auszeichnet. Parallel mit der Zunahme der Geröllschübe findet die Abnahme des Anteils der gelbgraugefleckten Serien statt. Sie verläuft vom Aquitanien zum unteren Burdigalien sprunghaft, um dann gegen das untere Tortonien nur noch schwach abzunehmen. Der Anteil der grauen und bunten Serien steigt vom oberen Aquitanien zum unteren Burdigalien rasch an, bleibt während des übrigen Burdigalien relativ konstant und sinkt im Helvétien und Tortonien rapid. Im Gebiet des Toggenburgs findet jedoch dieser rasche Abstieg schon im oberen Burdigalien statt.

V. Tektonik

Das Untersuchungsgebiet ist tektonisch einfach gebaut. Infolge des alpinen Zusammenschubes und der Unterpressung der subalpinen unter die mittelländi-

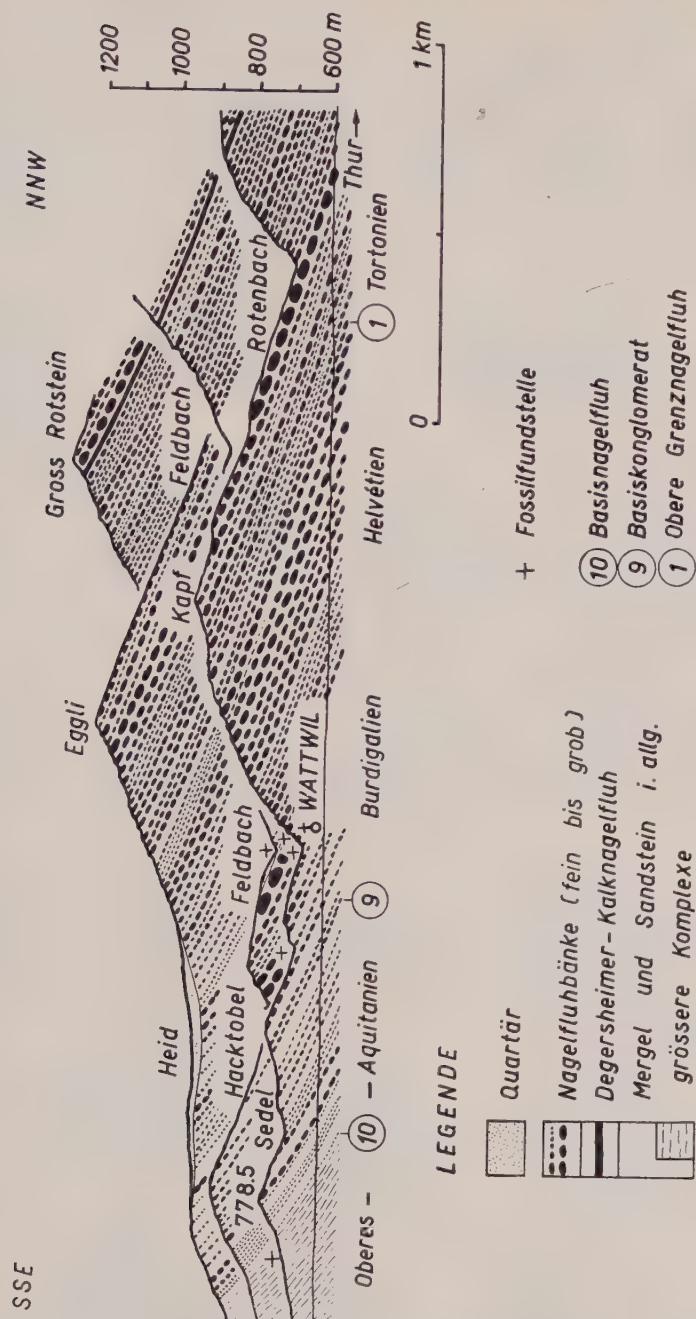


Fig. 5. Kulissenprofil durch die südliche mittelländische Molasse des Toggenburgs und der Rickengegend. Maßstab 1:20000.

sche Molasse, fallen die Schichten gegen NNW ein, im Süden steil, gegen NW immer flacher werdend, gehen sie mählich in die horizontale mittelländische Molasse über.

Im Untersuchungsgebiet streichen die Schichten im Mittel N62°E. Sie fallen im Toggenburg im obren Aquitanien mit 40° gegen NNW ein und gegen das Gol-

dingertobel hin erhöht sich das Fallen in der gleichen Stufe auf 50°. Bis zur Degersheimer-Kalknagelfluh hinauf nimmt das Fallen stetig ab bis auf 18°. (Siehe hierzu auch Profile Fig. 5.)

Kleinere Brüche mit einer Sprunghöhe von max. 20 cm sind häufig zu beobachten und, den Rutschharnischen nach, treten Vertikal- und Blattverschiebungen auf. Die Bruchrichtung streicht im allgemeinen N 30–60° W, d. h. sie liegt mehr oder weniger senkrecht zum Streichen. Die Bruchflächen stehen senkrecht, oder neigen sich bis zu max. 70° gegen ENE oder WSW. Ein einziger Bruch mit der nennenswerten Sprunghöhe von 3 m ist uns von Rickenbach (Erosionskessel SE Klein-Rotstein) bekannt.

WICHTIGSTE BENUTZTE LITERATUR

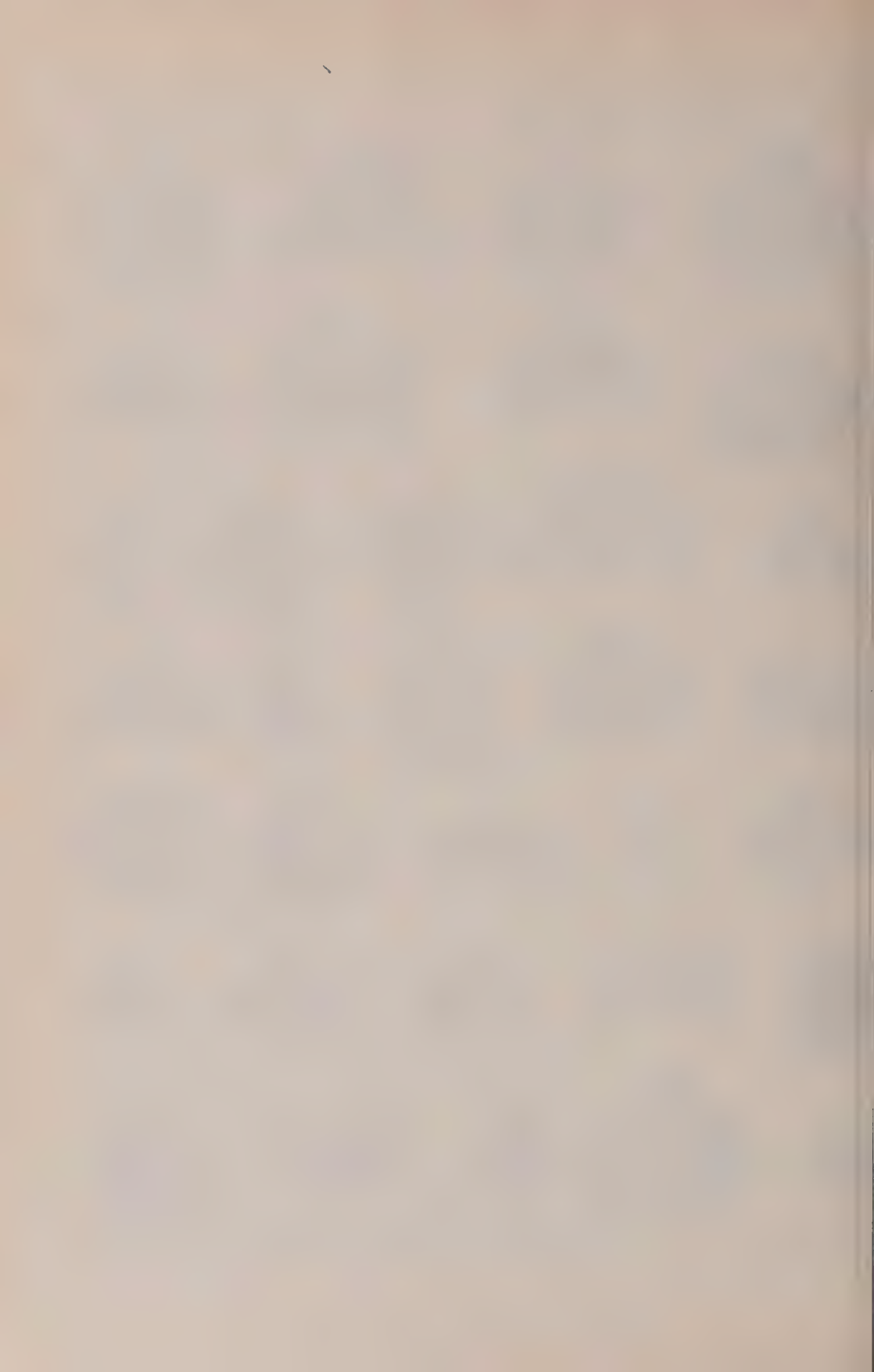
- BÜCHI, U. & HOFMANN, F. (1945): *Die obere marine Molasse zwischen Sitter–Urnäsch und dem Rheintal*. Ecl. geol. Helv. 38, Nr. 1.
- BÜCHI, U. P. (1950): *Zur Geologie und Paläogeographie der südlichen mittelländischen Molasse zwischen Toggenburg und Rheintal*. Dissertation. (Bücherfabrik Bodan, Kreuzlingen.)
- BÜCHI, U. P. & WELTI, G. (1950): *Zur Entstehung der Degersheimer Kalknagelfluh im Tortonien der Ostschweiz*. Ecl. geol. Helv. 43, Nr. 1.
- GUTZWILLER, A. (1877): *Molasse und jüngere Ablagerungen, enthalten auf Blatt IX des eidg. Atlas*. Beitr. geol. Karte Schweiz. 14. Lfg., 1. Aht.
- HABICHT, K. (1945): *Geologische Untersuchungen im südlichen st. gallisch-appenzellischen Molassegebiet*. Beitr. geol. Karte Schweiz. (NF.) 83. Lfg.
- HALBERTSMA, H. L. (1944): *Kohlenpetrographische Untersuchungen an zürcherischen Molassekohlen, unter spezieller Berücksichtigung der Grube Riedhof*. Diplomarbeit ETH. Manuskript.
- HERBORDT, O. (1907): *Geologische Aufnahme der Umgebung von Rapperswil–Pfäffikon am Zürichsee*. Dissertation Zürich.
- HOFMANN, F. (1949): *Zur Stratigraphie und Tektonik des st. gallisch-thurgauischen fluvioterrestri-schen Miozän zwischen Wil und dem Bodensee und zur Bodenseegeologie*. Dissertation. Manuskript.
- KLEIBER, K. (1937): *Geologische Untersuchungen im Gebiet der hohen Rone*. Ecl. geol. Helv. 30, Nr. 2.
- LETSCH, E. (1899): *Die schweizerischen Molassekohlen östlich der Reuss*. Beitr. geol. Karte Schweiz. Geotechn. Serie, Lfg. I.
- LUDWIG, A. (1930): *Erläuterungen zu Atlasblatt 218–221 Flawil–Schwellbrunn*. Geol. Atlas Schweiz. 1:25000.
- RENZ, H. H. (1937/38): *Zur Geologie der östlichen st. gallisch-appenzellischen Molasse*. Jb. st. gall. naturw. Ges., 69.
- SPECK, J. (1949): *Blaualgknollen im subalpinen Aquitanien am Zugersee*. Ecl. geol. Helv. 42, Nr. 1.
- STAUB, R. (1934): *Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie*. Denkschr. schweiz. naturf. Ges., 69, Abh. 1.
- TANNER, H. (1944): *Beitrag zur Geologie der Molasse zwischen Ricken und Hörnli*. Mitt. thurg. naturf. Ges., Heft XXXIII.
- WELTI, G. (1950): *Zur Geologie, Stratigraphie und Paläogeographie der südlichen mittelländischen Molasse am oberen Zürichsee*. Dissertation. Manuskript.

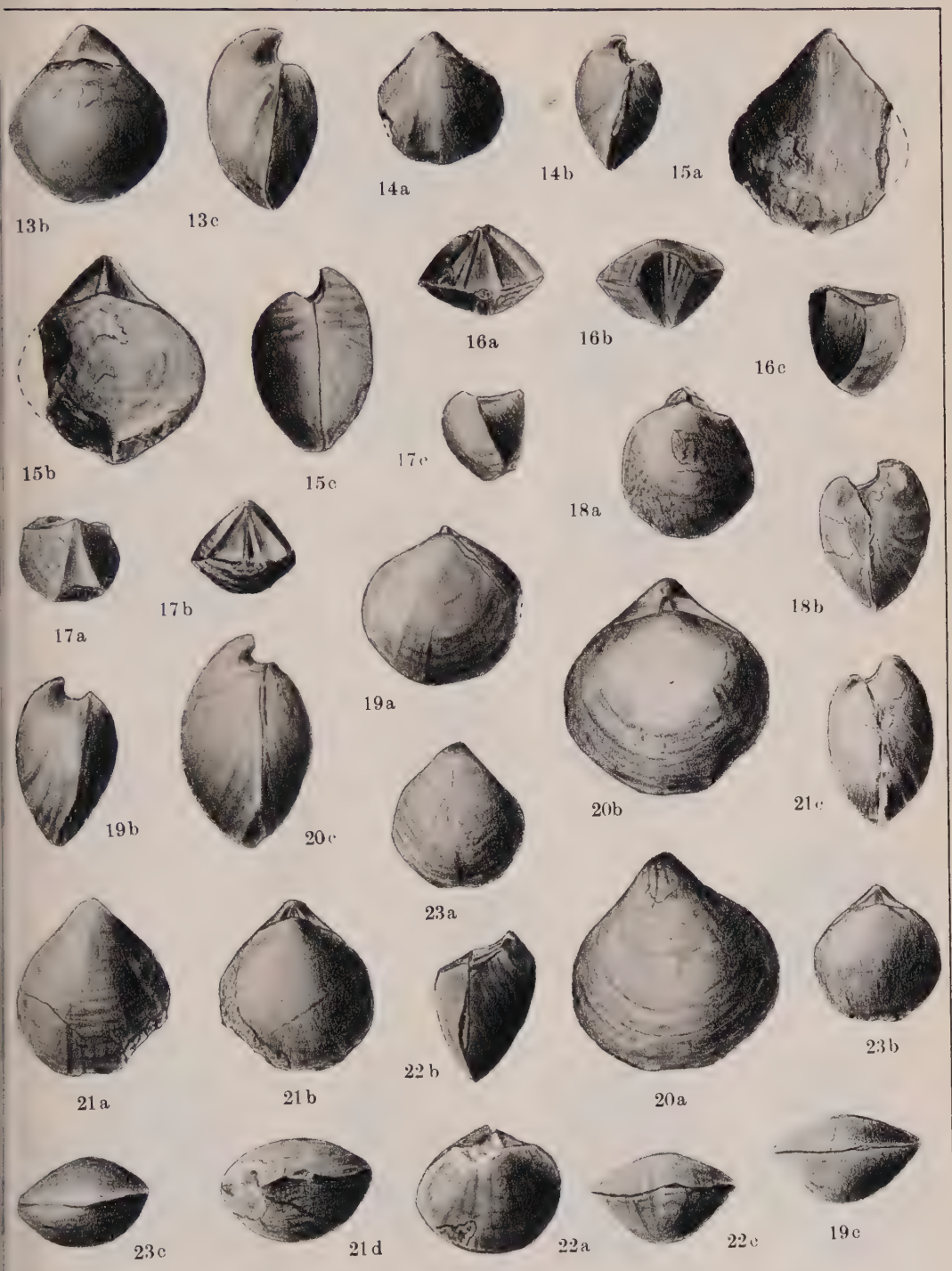
Geologische Karten.

- GUTZWILLER, A. (1875): *Geologische Karte der Schweiz 1:100 000, Blatt IX*.
- LUDWIG, A. (1930): *Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000, Blatt 218–221 Flawil–Schwellbrunn*. *Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200 000, Blatt 3 Zürich–Glarus*, 1950.

Manuskript eingegangen am 17. Dezember 1950.

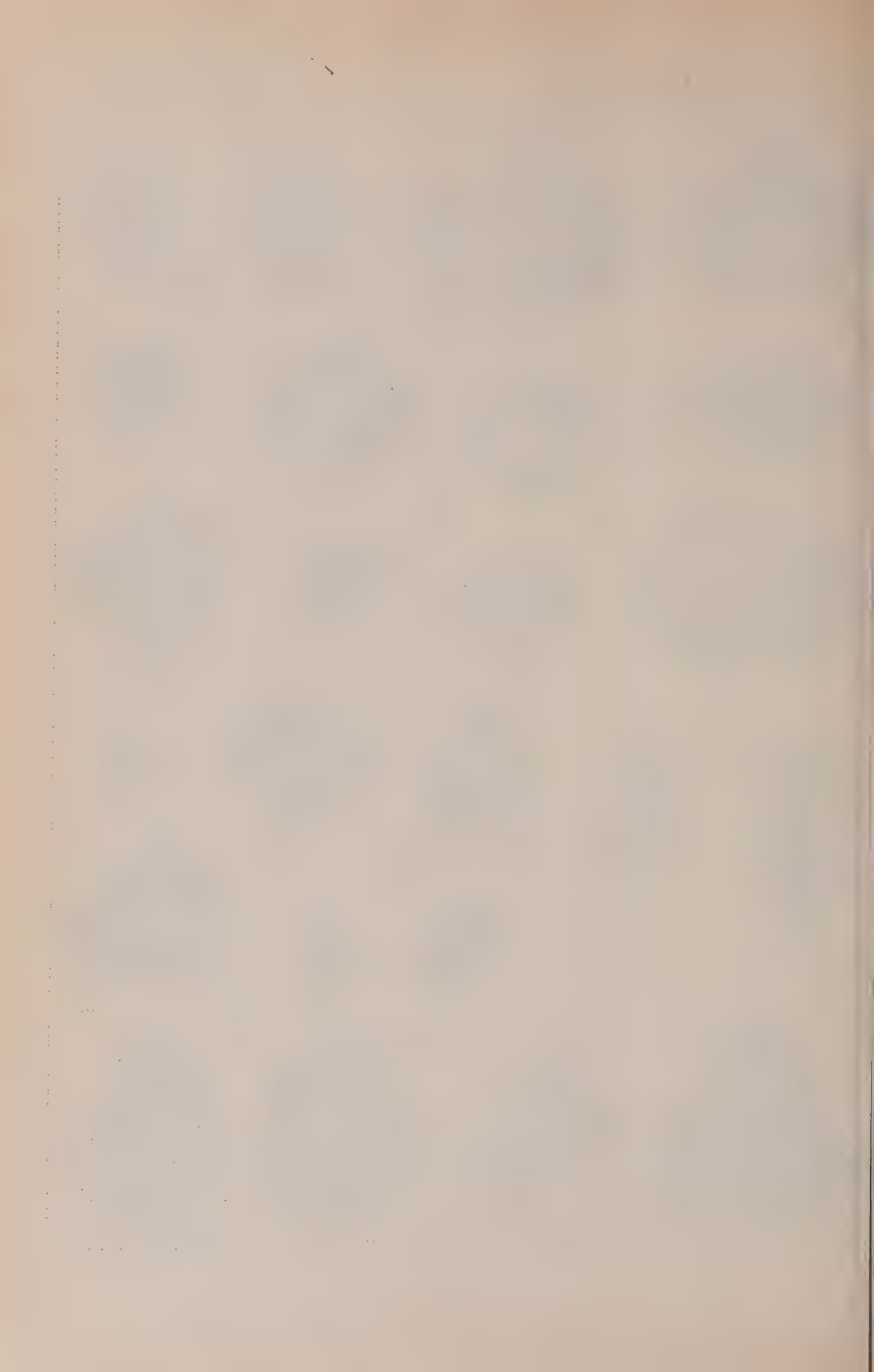












Der Bau des Apennins und seine Stellung im alpinen Gebirgssystem Südeuropas

Versuch einer Synthese

von
Rudolf Staub

Maßstab 1:4 000 000

I. Alt-europäische Vorlandelemente

- Autochthone Zentralmassive der Alpen und Vorlandmassen zwischen Böhmen und Sardinien (herzynische Fragmente)
- Permo-mesozoische Tafeln zwischen schwäbischer Alb und Sardinien, nebst stärker disziplinierter Randscholle der «zone des plateaux» im Kettenjura und Pyrenäensystem der Provence und Sardinien
- Rheingraben-System zwischen Straßburg, Besançon, Saône- und Rhonetal
- Mesozoischer Grabengrund und Randschollen desselben
- Graben der Basse-Durance
- Kettenjura s. str. und Randketten der Chaînes subalpines der Westalpen
- Nordalpine Molasse-Vortiefe
- Subalpine Randschollen zwischen Savoyen und Salzburg, Typus M. Pelicciolo-Rigi-Immenstadt
- Helvetische Außenzone der Alpen, samt Flyschrand der Ostalpen und der Karpaten
- Korso-sardisches «Helvetikum» (gegenüber Alpes maritimes stark verändert)

II. Haupt-Schwächezone der alpinen Geosynklinalen, mit Ophiolith- und Schisteslustrés-Trümmern

- Penninische Zone im allgemeinen, zwischen Korsika/Elba/Carrara und Hohen Tauern, evtl. Wechsel
- Tiefpenninikum der Alpen und Flyschzone von San Remo
- «Horst»-Zonen des westalpinen Briançonnais

III. Primär afrikanische Elemente

a) Afrikanische Frontzone des Alpen-Karpathenstammes:

- Nord- und zentralpannonische Einheiten der alpinen Austriden (Grisoniden und Tiroliden), samt deren karnisch-bergamaskischen Annexen zwischen Bakony und Tessin
- Südpannonische Zone der tridentinischen Einheiten der Südalpen, Savezüge und Fünfkirchner Gebirge
- Adriatische Front der bellunesischen Einheiten der Südalpen:
 - nordbellunesische Scholle (= julische Außenzone)
 - südbellunesisches Kuppelsystem (entsprechend Abruzzens-Schelf und Mte. Gargano)
- Zone der Monti Berici und der Euganeen
- Südalpine Molasse zwischen Varese/Como und Friaul

b) Primär in erythräischer Richtung zerhackte und daher in der Folge «adriatisch» orientierte afrikanische Schollenstreifen des italisch-dinarischen Raumes:

- α) Apennine Bauelemente
 - Durch liguride Grabenelemente überfahrene oder durchsetzte «austride» Einheiten der Toskaniden des Westapennins zwischen Genua und Rom
 - Ost- und Westrand des mit Liguridenresten überstreuten toskaniden Raumes
 - Größte Ophiolith-«Achsen» der Liguriden
 - Umbrische Einheiten des Apennins (= tridentinische der Alpen)
 - Abruzzenscholle des Zentral-Apennins und Elemente des «tyrrhenischen Halbkreises» im südlichen Kalkapennin (f. p.)
 - Piemontesisch-emilianisch-umbrische Molasse des Nord-Apennins und Randmolasse der Abruzzenscholle
 - Grabenserie der Molisezone, zwischen San Marino, Campobasso, Potenza, Monte Papa und dem Busen von Rossano
- β) Ost-italisches Zwischenstück der garganisch-apulischen Schollen zwischen Ancona und Cap Santa Maria di Leuca

γ) Dinarisch-hellenide Bauelemente

- Istrisch-dalmatinischer Außenrand und Ost-friulanische Flyschzone
- Stauchungszone beidseits des Isonzo (Tagliamento-Ternovener/Birnbaumerwald)
- Grabenserie der Cicali-Zone
- Kroatisch-nordalbanische Scholle und Durmitor-Decke
- Serie des bosnischen «Ophiolith-Grabens»
- Bosnische Flyschzone
- Save-Schollen und slawonische Masse (nord-westliche Ausläufer des pelagonischen Massivs)
- Mediterran-Decke und Innerhellenischer Ophiolithgraben

c) Nordafrikanische Randelemente Tunesiens und Algeriens, Siziliens und Kalabriens:

- Palermitanische Schollen der südlichen Abruzziden (≈ Rif)
- Subkalabrisch-kabyliche Randzone (Crati-Sanginetto-Cap Orlando S. Agata-numidische Masse); Krist.-Kerne Sizilien-Kalabrien
- Kalabrische Masse der Sila, des Aspromonte und der Peloritani
- Elemente des tunesisch-sizilianisch-kalabrischen Atlas-Systems
- Molasse-Umhüllung der sizilianischen Atlasketten

d) Fragmente der afrikanischen Tafel in Tunesien, Malta und Südsizilien (Ragusa):

-

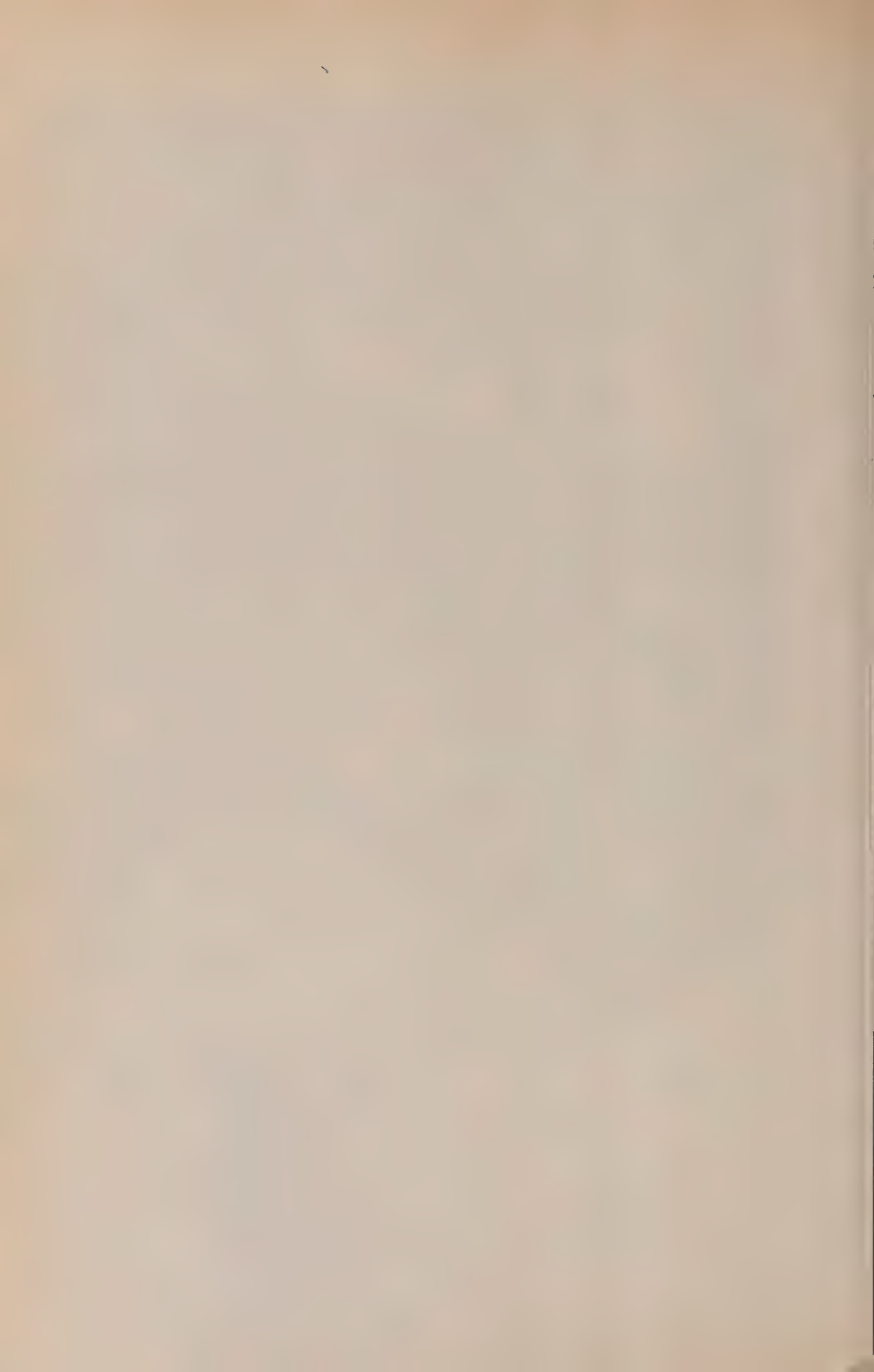
IV. Jung-Tertiär der Becken- und Grabenfüllungen und alpiner Muldenzonen

-

V. Junge Eruptivmassive und Vulkanzentren

-

- Brüche
- Kesselbruchfragmente im ligurischen und tyrrhenischen Bereich
- Gewölbezonen
- Muldenzonen
- Bogen der autochthonen Massive der Westalpen
- Deckenscheitel in Alpen und Nord-Apennin, und Westbegrenzung der tyrrhenischen Masse zwischen Cap Argentario und dem Ostrand Sardinien
- Schubbränder in Apennin und Südalpen p.p.
- Wahrscheinliche Fortsetzung südalpiner Züge unter der Poebene
- Dichte-Synklinalen Cremona-Gonzaga
- Mutmaßlicher Rand der apenninischen Strukturen unter der Poebene
- Vermuteter Verlauf der Balearenfront und wahrscheinlicher Ostrand des korsio-sardischen Blockes
- Hypothetischer Nordrand der afrikanischen Tafel in der Tunesischen Straße und im Ionischen Meer
- Sekundäre Stoßrichtungen der tyrrhenischen und korsio-sardischen Masse



Der alpine Kettenplan Europas

in neuer Gliederung

von

Rudolf Staub

1951

A. Grösstenteils „mediterran“ gerichtete Gebirge:

I. Durch in erster Linie afrikanische Schübe auf europäisches Vorland entstanden:

1. Zentrales Hauptstück:

Alpidenzug, mit „erythräisch“ abgelenkten Enden in den innern Ost-Karpathen und im nordthyrrenischen Raum

- Heutige Lage der zentralen penninischen Achse und der karpathischen Kerngebirge; im Süden Korakiden, Elbiden, Carrariden
- - - Deckenscheitel zwischen Nord-Apennin, Alpen und Siebenbürgen
- ... Aussenrand der südpannonisch-tridentinischen Elemente und slawische Züge
- - - Randketten der Alpen und der Karpathen (vielleicht übergehend in provençalische Züge südlich Maures)

2. Westmediterraner Sektor:

- - - Iberiden-System mit Sardiden, Provence, Cevennen und Jura
- - - Betiden-Baleareniden
- - - Telliden mit Rif und Palermo, bis Castrovillari
- - - Atlas-System Nordafrikas, Siziliens, Kalabriens (und Kretas)

II. Durch in erster Linie asiatischen Schub bedingte, aber durch afrikanische Stösse weitergestaltete Ketten:

3. Ostmediterraner Sektor:

- - - Kaukasus-System, Karpathiden, nördl. Balkaniden und Saxoniden
- - - Pontiden
- - - Anatoliden (entsprechend südlichen Pannoniden und Tridentiden)
- - - Taurus-System und nördliche Ägäiden, erythräisch abgelenkt zu inneren Helleniden
- - - Iraniden und südliche Ägäiden
- ... Libanon-System

B. Primär grösstenteils durch erythräische Bruchsysteme bedingte und daher „adriatisch“ gerichtete Systeme des mediterranen Zentralsektors, zum Teil mit deutlich nach asiatischen Schubkomponenten:

- Apennine Stämme, mit Umbriden, Abruzziden und Molisezone
- - - Dinaride Züge und äussere Helleniden

Nordgrenze der alafrikanischen Schollen

Bruchsysteme

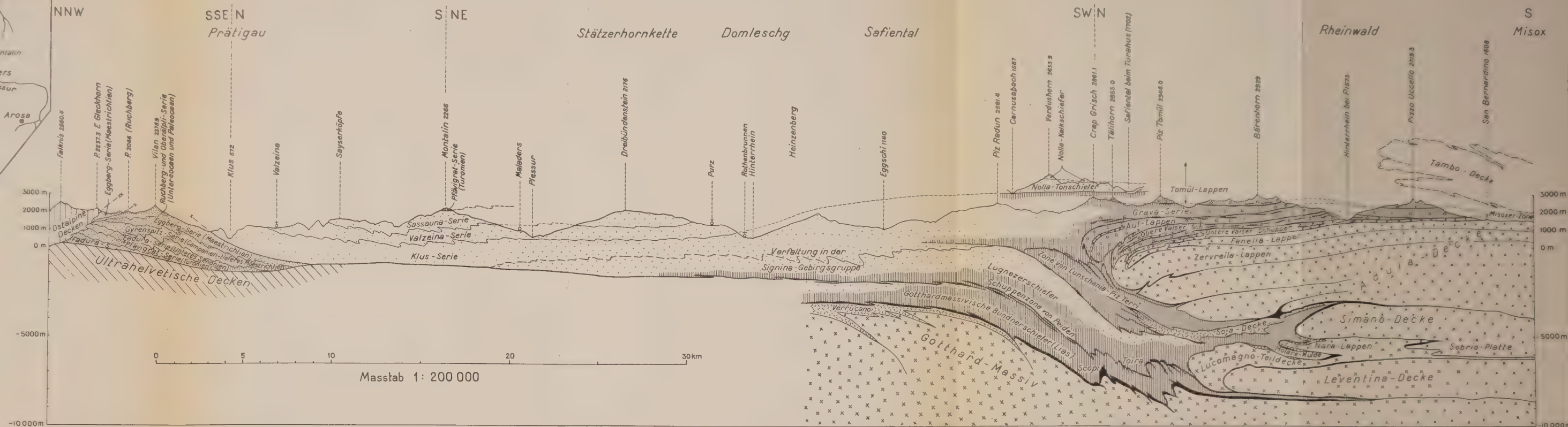
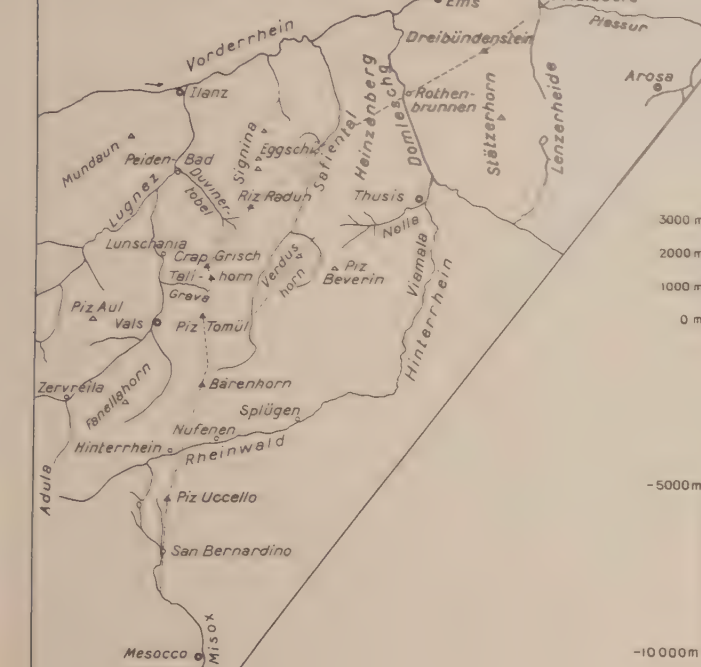
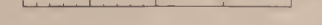
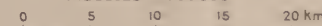
Maßstab 1:15 000 000



über den Verlauf
des nebenstehenden Profils

Profiltracé

Masstab 1:500 000



Die Darstellung der tiefen Bündnerschiefer-Einheiten in der Stirnregion der Tessiner-Decken (Simano-Decke, Soja-Decke, Nara-Lappen, Lucomagno-Teildecke, Leventina-Decke), die das nebenstehende Profil zeigt, wurde unter Berücksichtigung der Aufnahmen im Gebiet zwischen Lukmanier-Val Blenio-Valle Leventina ins Profiltracé hineinprojiziert.

 *Untertertiäre bis oberkretazische
Flyschschiefer des Prätigau*

 *Mittelkretazische bis liasische Bündnerschiefer (ohne Fossilien)*

 *Liasische Bündnerschiefer* (z.Tevtl. inkl. unterer Dogger)
 ○○ = mit mesozoisch intrudierten Ophiolithen

Wichtigste Triaszüge

 *Verrucano und Paragneise von vermutlich permo-Karbonischem Alter*

Prätriassisches Kristallin i allg

Geologisches Profil vom Misox ins Prätigau (Graubünden)

nach den Veröffentlichungen von M. BLUMENTHAL, L. BOSSARD, G. FRISCHKNECHT, A. GANSSER, O. GRUTTER, H. M. HUBER, H. JACKLI, H. JENNY, J. KOPP, W. NABHOLZ, P. NÄNNY, P. NIGGLI, R. STAUB, R. U. WINTERHALTER und eigenen unveröffentlichten Aufnahmen zusammengestellt

von W. NABHOLZ, 1951

Geologische Karte des Südrandes der mittelländischen Molasse zwischen Goldingertobel und Wattwil

von U. P. BÜCHI und G. WELTI

Masstab 1 : 50 000

0 1 2 3 km

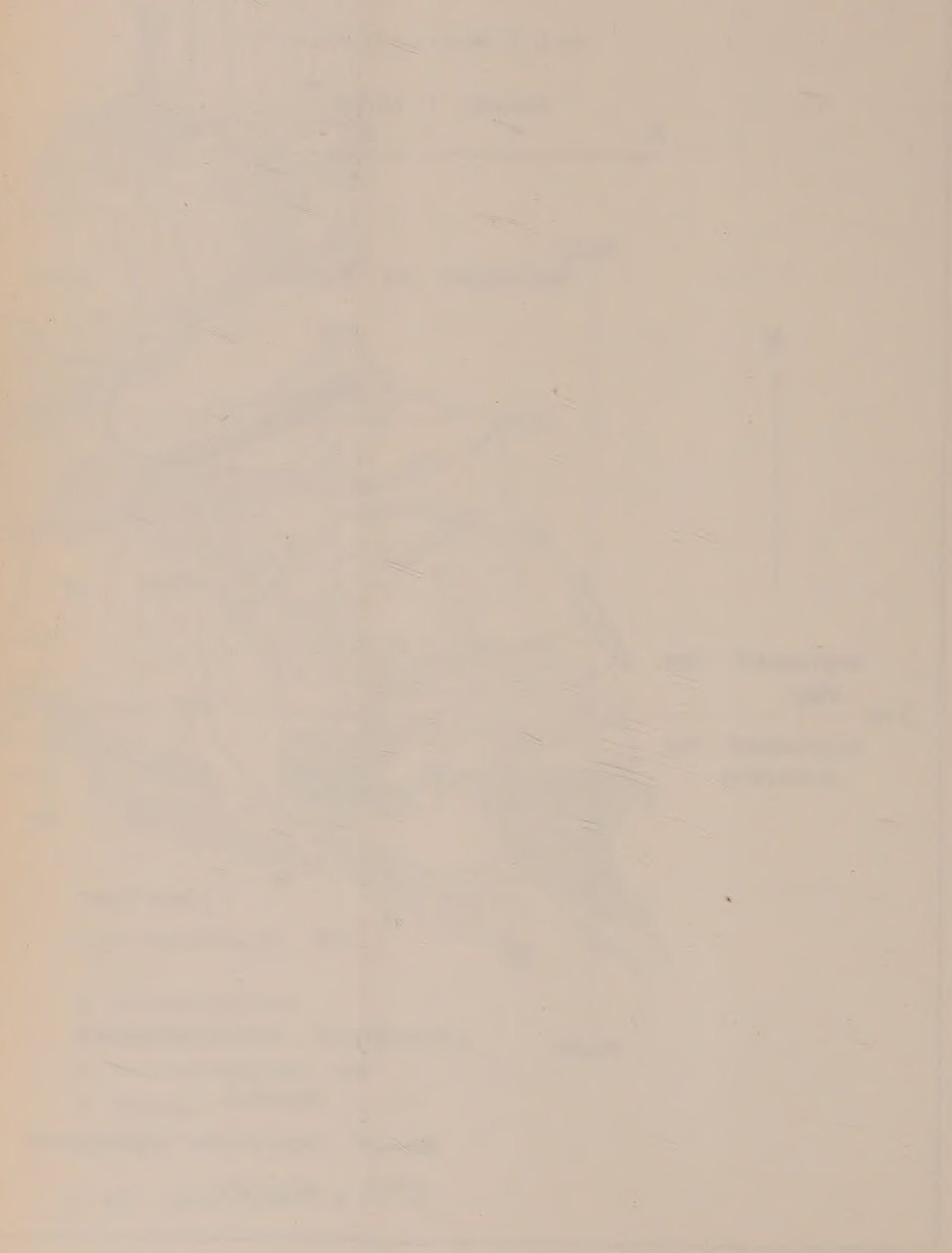
N



Geologische Karte von Deutschland

des Bundes der deutschen Länder

unter Mitwirkung der geologischen Landesverwaltungen



Anzeige der Schweizerischen Geologischen Kommission

Avis de la Commission Géologique Suisse

Über die bis 1950 erschienenen Veröffentlichungen der Geologischen Kommission orientieren der

Pour renseignements concernant les publications de la Commission Géologique parues jusqu'en 1950, consulter le

Katalog der Publikationen 1946

der Geologischen Kommission und der
Geotechnischen Kommission

der Schweiz. Naturforsch. Gesellschaft

und das

Ergänzungsblatt 1950 zum Katalog 1946.

Diesem Katalog sind drei Übersichtskärtchen beigegeben, welche über die von den beiden Kommissionen herausgegebenen Karten orientieren. Katalog und Ergänzenzungsblatt können gratis bezogen werden von der Firma Kümmerly & Frey,

Geographischer Verlag, Bern, Hallerstraße 6-8.

Adresse der

Schweizerischen Geologischen Kommission:
Bernoullianum, Basel

Präsident:

Prof. A. BUXTORF.

Sekretär:

O. P. SCHWARZ.

Catalogue des publications 1946

de la Commission Géologique et de la
Commission Géotechnique

de la Soc. Helv. des Sciences Nat.

et le

Supplément 1950 au catalogue 1946.

A ce catalogue sont annexés 3 tableaux d'assemblage des cartes publiées par les deux commissions. Le catalogue et le supplément sont délivrés gratuitement sur demande par la maison

Kümmerly & Frey,

Editions géographiques, Berne, Hallerstrasse 6-8.

Adresse de la Commission Géologique Suisse:

Bernoullianum, Bâle

Président:

A. BUXTORF, prof.

Secrétaire:

O. P. SCHWARZ.

Bemerkungen betreffend Tauschverkehr

Bücher, Karten und andere Publikationen, die mit der Geol. Kommission getauscht werden, sind mit dem Vermerk «Tauschverkehr» an folgende Adresse zu senden:

Bibliothek der Eidg. Techn. Hochschule, Zürich.

Remarques concernant le service d'échange

Les livres, cartes et autres publications destinés à la Commission Géologique comme publications d'échange doivent être adressés comme tels à la

Bibliothèque de l'Ecole polytechnique fédérale, Zurich

Schweiz. Mineralogische und Petrographische Gesellschaft

Société suisse de Minéralogie et de Pétrographie

Gegründet 1924 – Fondée en 1924

Cotisation annuelle Fr. 28.—. La qualité de membre à vie s'acquiert contre versement fait en une seule fois, d'une somme de Fr. 560.—. Pas de finance d'entrée. — Les inscriptions sont reçues par le secrétaire, M. le Dr M. VUAGNAT, Onex-Genève.

Publication périodique de la Société: Bulletin suisse de Minéralogie et Pétrographie.

Rédacteur: M. le Prof. F. DE QUERVAIN, Zurich. Deux fascicules par an à environ 300 pages, distribués gratuitement aux membres de la Société.

Le prix de l'abonnement au Bulletin pris chez l'éditeur, *Leemann frères & Cie*, Zurich 39, est de Fr. 35.— par an. Chèques postaux VIII 2323.

Prix des volumes, en vente chez l'éditeur: Vols. 1 à 4 épuisés; vol. 5 (1925) à vol. 26 (1946) Fr. 25.—; vol. 27 (1947) Fr. 30.—; vol. 28 (1948) à vol. 30 (1950) Fr. 35.—.

Stiftung «Vulkaninstitut Immanuel Friedlaender»

Sitz: Mineralogisch-Petrographisches Institut der
Eidgenössischen Technischen Hochschule, Zürich

Die Stiftung «Vulkaninstitut Immanuel Friedlaender» ist auf Wunsch des Stifters, Dr. I. FRIEDLAENDER, in die Verwaltung eines Stiftungsrates übergegangen, der sich zurzeit wie folgt zusammensetzt:

Prof. Dr. P. NIGGLI, Zürich, Präsident

Dr. R. A. SONDER, Zürich, Quästor

Dr. H. BOSSHARDT, Zürich, Aktuar

Prof. Dr. C. BURRI, Zürich, Redaktor

Dr. C. FRIEDLAENDER, Zürich

An Stelle der früheren «Zeitschrift für Vulkanologie» und als deren Fortsetzung erscheinen seit 1940 unter dem Titel:

«Publikationen der Stiftung Vulkaninstitut Immanuel Friedlaender»

in zwangloser Folge Einzelabhandlungen aus dem Gebiete der Vulkanologie.

Bis jetzt sind erschienen:

- Nr. 1. R. v. LEYDEN: Der Vulkanismus des Golfes von Aegina und seine Beziehungen zur Tektonik. 151 S., 57 Fig. im Text und XIV Tafeln, wovon 3 Karten. Zürich 1940. Preis Fr. 7.50.
- Nr. 2. R. A. SONDER: Studien über heiße Quellen und Tektonik in Island. 132 S., 2 Fig. im Text und XIII Tafeln, wovon 3 Karten. Zürich 1941. Preis Fr. 7.50.
- Nr. 3. C. BURRI und P. NIGGLI: Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. I. Einleitung. Allgemeines über das Verhalten basischer Magmen. Die Ophiolithe. Berechnungsmethoden. 654 S., 211 Fig. und VI Tafeln. 1945. Preis Fr. 30.—.
- Nr. 4. C. BURRI und P. NIGGLI: Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. II. Der Chemismus der postophiolithischen Eruptivgesteine. 1949. Preis Fr. 10.—.

Bestellungen werden durch den Kommissionsverlag Guggenbühl & Huber, Schweizerspiegel-Verlag, Hirschengraben 20, Zürich, sowie durch jede Buchhandlung entgegengenommen.

Interessenten, die dem Verlag ihre Adresse mitteilen, werden über neu erscheinende Bände der Serie auf dem laufenden gehalten.

Von der «Zeitschrift für Vulkanologie» sind noch eine große Zahl einzelner Hefte auf Lager und werden zu stark ermäßigten Preisen abgegeben. Diesbezügliche Anfragen sind an den Präsidenten des Stiftungsrates zu richten.